

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ  
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР  
ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

ВКЛЮЧЕНИЯ  
В ВУЛКАНИЧЕСКИХ  
ПОРОДАХ  
КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ  
ОСТРОВНОЙ ДУГИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1978

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ  
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

---

RESULTS OF RESEARCHES  
ON THE INTERNATIONAL  
GEOPHYSICAL PROJECTS



*RESULTS OF RESEARCHES  
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS*

**INCLUSIONS  
IN THE VOLCANIC  
ROCKS  
OF THE KURIL-KAMCHATKA  
ISLAND ARC**



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»

*Moscow 1978*



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

ВКЛЮЧЕНИЯ  
В ВУЛКАНИЧЕСКИХ  
ПОРОДАХ  
КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ  
ОСТРОВНОЙ ДУГИ

2782



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1978



В сборнике рассмотрены типы включений (от гипербазитов до гранитоидов) в вулканитах Камчатки и Курильских островов: их распространность, петрографическая характеристика, минералогический состав, петрохимические и геохимические особенности, состав минералов. Выполнена корреляция включений и вмещающих пород по валовому составу и составу мономинеральных фракций. Обсуждается характер взаимодействия включений с расплавом.

Ответственные редакторы:

Б.Г. ЛУТЦ, К.Н. РУДИЧ, В.А. ЕРМАКОВ

С. А. ЩЕКА

## НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ВКЛЮЧЕНИЙ В ВУЛКАНИТАХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

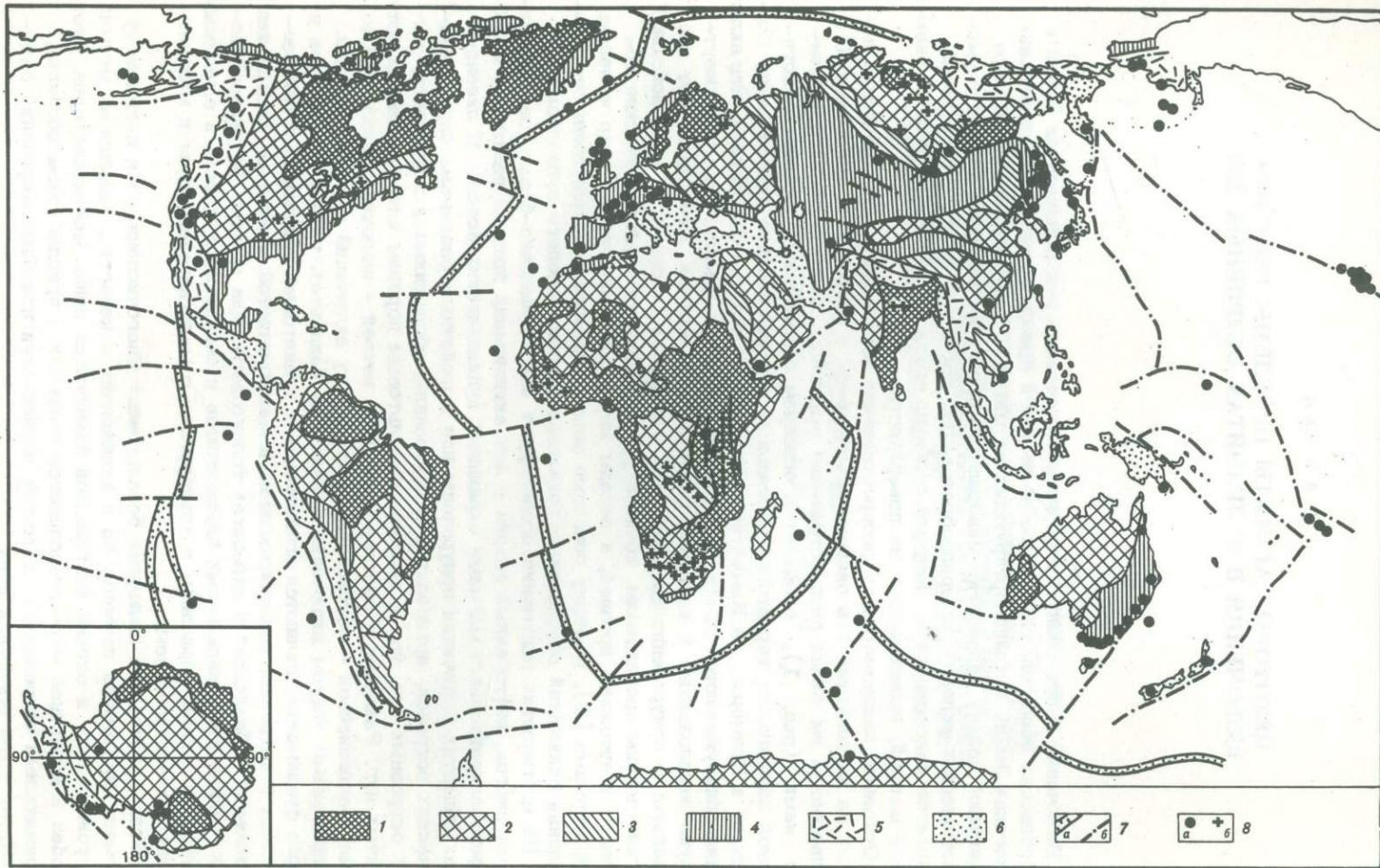
Включения несут ценную информацию о составе глубинных слоев Земли и о процессах эволюции глубинного вещества и преобразованиях его в верхних оболочках Земли и транспортирующих их магмах. Они в значительной мере облегчают задачу разработки минералого-петрографических критериев термодинамических условий минералообразования, поскольку часть этих условий поддается реконструкции. Поэтому особенно важна оценка глубин захвата включений магмой, изливающейся на поверхность.

Основные закономерности распространения включений в вулканических породах на континентах и в океанах рассмотрены в работе И.М. Волокова [1]. Приведенная им схема распространения включений, незначительно дополненная нами (рис. 1), отражает в основном современный уровень геологической изученности территории. Детальные петрологические исследования (например, в Приморье, на Камчатке и Курильских островах) показали, что включения обнаруживаются почти во всех вулканических комплексах, где присутствуют эксплозивные и жерловые фации любого состава. Это определяет преобладающую приуроченность включений к молодым (в основном кайнозойским) вулканическим проявлениям, поскольку более древние пирокластические постройки уничтожены эрозией, а породы жерловых фаций значительно изменены гидротермами [1]. Поэтому основные закономерности пространственного размещения включений обусловлены локализацией зон молодого вулканизма.

На континентах включения ассоциируют или со щелочно-базальтовыми магмами рифтов, рифтогенных впадин и зон активизаций древних платформ, или с толеит-андезитовыми магмами окраинных вулканических поясов. В океанических областях включения приурочены или к щелочным базальтам внутриоceanических островов, архипелагов и внутренних, обращенных к континенту, частей островных дуг, или к андезито-базальтовым породам внешних частей островных дуг. Различия в составе магм двух ветвей – щелочно-базальтовой и толеит-андезитовой – обуславливают специфику включений в каждой из них. Непременным членом включений в щелочных базальтах, помимо габброидов и пород фундамента, являются шпинелевые и гранатовые перидолиты с глиноzemистым и натровым клинопироксеном и малохромистой шпинелью. Ассоциация включений в базальтах и акадезитах толеитового ряда состоит из разнообразных габброидов и кальциевых пироксенитов и перидолитов и лишь в единичных случаях включает пердолиты и гарцбургиты с малоглиноземистым и малонатровым клинопироксеном.

Если включения в щелочных базальтоидах многочисленны и к настоящему времени достаточно изучены, то о включениях в известково-щелочных магмах островных дуг и окраин континентов появляются лишь первые сведения. Этот пробел в известной мере восполняется статьями в предлагаемом сборнике, отражающими современное состояние изученности подобных включений Курило-Камчатской островной дуги.

Наиболее широко включения представлены в материковом обрамлении и островных дугах Тихоокеанского пояса (см. рис. 1). В материковом обрамлении



включения известны в Охотско-Чукотском вулканическом пояссе [2], Приморье [3-6], Индии [7], по восточному побережью Австралии [8-11], в вулканическом обрамлении Антарктиды [12-14]. На американской стороне пояса включения обнаружены в щелочных базальтах Кордильер на протяжении от Аляски до Мексики [15-17]. Во всех перечисленных случаях включения связаны со щелочными базальтами и представлены шпинелевыми и гранатовыми перидотитами и эклогитами с нагрово-глиноzemистым клинопироксеном и разнообразными породами фундамента. Несомненно, что включения имеются и в толеитовых андезито-базальтовых вулканических поясах (Приморском, Охотско-Чукотском и т.п.), но изучению их еще не уделяется должного внимания. Так, по наблюдениям автора, в толеитовых базальтах Приморского вулканического пояса широко представлены мелкие включения керсугитовых и клинопироксеновых габброидов.

Очень разнообразны включения в эфузивах дуг Тихого океана. В Курило-Камчатской дуге они встречаются в четвертичных вулканах андезито-базальтового состава. Детальная характеристика их приведена в статьях данного сборника. Отметим, что только на Камчатке в толеитовых андезито-базальтах обнаружены четырехминеральные (оливин, орто-, клинопироксены, шпинель) перцолитовые аналоги включений в щелочных базальтах. Правда, имеются указания [18] на находки подобных пород в толеитах Гавай, но минералогически они не охарактеризованы.

В Японии выделены два пояса включений во вмещающих магмах: западный – Япономорский (щелочно-базальтовый) и восточный – Тихоокеанский (андезито-базальтовый). Западный пояс – это цепь неоген-четвертичных вулканов на западном побережье Японии и прилегающих островах (Ики, Оки, Такасима и др.). Вмещающие включения эфузивы представлены здесь разнообразными щелочными базальтами: оливиновыми трахибазальтами ( $\text{Na}_2\text{O} = 3-4\%$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 1,2-1,7\%$ ), лимбургитами ( $\text{Na}_2\text{O} = 2,5-3,5\%$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 1-1,3\%$ ), пикритовыми и оливин-щелочными разностями [19-28].

Среди включений в щелочных базальтах выделяются две часто сосуществующие ассоциации: магнезиальные породы с зеленым (хромистым) клинопироксеном и более железистые разности с черным глиноzemистым титан-авгитом. По минералогическому составу среди гипербазитов преобладают кальциевые перидотиты, пирокситы (верлиты, клинопирокситы, вебстериты) и дуниты, реже встречаются гарцибургиты, единичны находки перцолитов. Специфика включений в щелочных базальтах Японии – частое присутствие в ультраосновных разностях плагиоклаза и керсугита, повышенная титанистость и пониженные хромистость и нагровость клинопироксенов. Габброиды, доля которых может достигать 70%, представлены всеми разновидностями (оловиновыми, орто-, клинопироксеновыми) и, как правило, включают шпинель-пикротит или герцинит. Широко распространены керсугитовые и магнетитовые габброиды, известны анортозиты. В вулканических массивах среди более древних зон Японии в последние годы обнаружены шпинелевые и гранатовые перцолиты [29, 30], слагающие глыбы размером до 30 см.

Включения восточной (андезитовой) полосы отличны от вышеописанных [30-32]. Среди них отсутствуют гипербазиты, габброиды представлены амфиболовыми и биотитовыми разностями, появляются своеобразные анортит-оловини-

---

Рис. 1. Схема тектонического районирования основных структур Земли и размещения вулканических и магматических проявлений с включениями. Составлена И.М. Волоховым [1] с незначительными дополнениями автора

1 – щиты; 2 – древние платформы; зоны складчатости: 3 – протерозойской, 4 – палеозойской, 5 – мезозойской, 6 – кайнозойской; 7 – главнейшие дизъюнктивные нарушения мантийного заложения: а – рифговые зоны в срединно-океанических кребах, б – глубинные разломы; 8 – проявления включений: а – в базальтах, б – в кимберлитах. На врезке – Антарктида

новые габброиды с высокоглиноземистыми амфиболом, магнетитом и клинопироксеном.

Во включениях низкокалиевые базальты Изу-Бонинской островной дуги распространены двупироксеновые и оливиновые габброиды [33] с железистым (33–40% *Fa*) оливином и оливин-анортитовые породы.

На Новой Зеландии и прилегающих островах включения приурочены к пирокластике и неккам вулканов, лавы которых дифференцированы от щелочных базальтов до фонолитов существенно натрового ряда, и подобны включениям восточного побережья Австралии [34–42]. Среди них преобладают шпинелевые перцолиты и пироксениты, гранатовые пироксениты, гранулиты и анортитовые перцолиты. Пироксены включений, как и других подобных образований в щелочных базальтах, характеризуются высокими натровостью, хромистостью и титанистостью при пониженной железистости.

Единичные находки включений, аналогичных вышеописанным, за исключением гранатовых разностей, известны в пределах Алеутской дуги [43], Новой Гвинеи [44], на Каролинских островах [45] и Самоа [46].

В Атлантическом океане включения обнаружены в последнее время на о-ве Сент-Винсент (Малая Антильская дуга) в современных выбросах вулкана Суфриер [47, 48]. Лавы представлены низкокалиевыми толейтами, включения (весом до нескольких сотен килограммов) состоят из анортита, оливина, глиноземистых клинопироксена, роговой обманки и магнетита и являются полными аналогами включений Курил и Камчатки.

Отметим, что распространенность включений в пределах островных дуг, на континентах и океанических островах определяется наличием среди вулканогенных образований пирокластических и жерловых фаций, а не особыми структурными условиями, отражающими механизм доставки включений на поверхность. Минералогический состав включений и химизм их минералов обнаруживают корреляцию с составом вмещающих магм. Эта корреляция выражается в повышении щелочности (натровости, глиноземистости и титанистости) клинопироксена с возрастанием щелочности вмещающих магм.

Современные аспекты генезиса включений в вулканических породах детально проанализированы И.М. Волоховым [1]. Включения рассмотрены как обломки мантийного материала, коровье интрузии и продукты кристаллизации магмы. Вопрос о глубине захвата включений магмой остро дискуссионен. Сторонники наиболее распространенной точки зрения считают эти образования отторженцами перидотитового или эклогитового слоев Земли. Тем не менее ряд авторов приводят веские аргументы в пользу аккумулятивной и интрузивной природы гипербазитовых ксенолитов. Наглядный пример интрузивных источников включений [49–52] – современные вулканы Камчатки, пространственно совмещенные с оphiолитовыми комплексами. Сведения о них представляют особый интерес, поскольку те же ксеногенные признаки известны и у включений в щелочных базальтоидах [39, 53, 54], являющихся эталоном вещества мантии. Поэтому нами детально исследованы минералогия и геохимия включений вулкана Авача.

На Камчатке гипербазитовые включения широко представлены [49–52, 55–63] в крупных долгоживущих вулканах (Авачинская, Ключевская группы, Шивелуч и др.), трассирующих глубокие раскопы древнего основания. В пределах Авачинской группы включения наиболее многочисленны в седловинах Козельская-Авача; Коряк-Авача и вблизи Пиначевской экструзии. Все эти вулканические постройки расположены вдоль единого северо-западного разлома, совпадающего с простиранием поэднемелового эфузивно-осадочного прогиба. По последним геофизическим данным [64], поверхность мантии под Авачинской группой вулканов испытывает воздымание на 8–12 км по отношению к окружающим блокам. Глубокое бурение (до 1200 м) показало, что к юго-западу от вулкана Авача залегают третичные вулканиты и верхнемеловые флишоидные сланцы; на северо-востоке оphiолитовый комплекс подобен толще, выходящей на поверхность в 35 км южнее, в г. Петропавловске-Камчатском.

Несмотря на детальные геофизические исследования и длительные режимные наблюдения вулкан Авача в петрографическом отношении мало изучен. По данным А.Н.Заварицкого [55], это – двойной вулкан типа Сомма–Везувий. В настоящее время он состоит из остатков древнего плейстоцен–раннеголоценового стратовулкана (соммы) и молодого конуса. Взрыв стратовулкана с образованием соммы сопровождался внедрением экструзий, расположенных в виде пояса по периметру подножья вулкана.

Внедрение экструзий, видимо, представляло единый акт в формировании Авачинской группы, поскольку эти образования поступали из аппаратов Пичачевской экструзии и Козельской сопки, разобщенных на значительном (около 20 км) расстоянии. Среди них преобладают мелкие (сотни метров) тела, хотя встречаются и крупные массивы (Пиначевский). Для них характерны оторочки туфолов вокруг монолитов, свидетельствующие об интенсивном выбросе пирокластики по этим каналам, сопровождавшем внедрение экструзий.

Образование соммы Авачи началось с излияния двупироксеновых андезитов, сменившихся к концу стадии оливин–двупироксеновыми андезито–базальтами [55]. Взрыв и формирование кальдеры ознаменовалось появлением кислых пемз и экструзий. Современный конус сложен двупироксеновыми андезито–базальтами. Стратоконус Корякского вулкана построен орто– и двупироксеновыми андезитами и базальтами, молодые шлаковые конусы – оливиновыми базальтами [58]. В экструзиях породы часто раскристаллизованы и включают амфибол. Следует отметить, что выделяемые А.Н. Заварицким [55] и другими исследователями оливиновые разности являются, скорее всего, материалом

Таблица 1

Химический состав эфузивов вулкана Авача, содержащих включения, вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	52,10	52,10	53,52	56,70	55,92	59,88	57,95
TiO <sub>2</sub>	0,88	1,22	0,70	0,70	0,88	0,72	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,29	19,35	17,03	18,77	19,35	18,55	19,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,00	4,86	4,20	2,92	4,07	4,04	3,12
FeO	4,61	4,18	3,71	3,90	2,88	2,69	3,10
MnO	0,18	0,18	0,18	0,15	0,16	0,17	0,17
MgO	6,24	4,42	7,68	3,33	2,79	2,40	2,75
CaO	8,98	9,11	8,83	9,20	8,58	6,83	7,10
Na <sub>2</sub> O	3,18	3,18	3,00	3,62	3,45	3,70	3,45
K <sub>2</sub> O	0,50	0,50	0,60	0,71	0,63	0,73	0,69
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,73	0,43	0,37	0,37	0,43	0,54	1,11
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,04	0,14	0,10	0,16	0,14	0,04	0,35
Σ	99,71	99,65	99,68	99,53	100,16	100,24	99,55
f <sub>общ</sub>	42,3	51,7	35,0	52,0	59,2	59,5	54,3
K	8,9	8,9	12,1	10,6	9,7	10,4	11,2

Примечание. Образцы: 1 – О-1093/2; 2 – Щ-800в; 3 – Щ-800б; 4 – Щ-800д; 5 – Щ-801д; 6 – Щ-802ж; 7 – Щ-8486. 1–3 – шлаки и туфоловы; 4–7 – экструзии. 1–6 – вблизи экструзии Верблюд (Двугорбая); 7 – Пиначевская экструзия. f<sub>общ</sub> = Fe/Fe + Mg (мол. %); K = K/K + Na (мол. %). Аналитики С.П. Баталова (1, 2, 4, 5), Ж.А. Шека (3), В.С. Лозинская (6).

Таблица 2

Химический состав (а - вес. %, б - форм. ед.) минералов из эфузивов вулкана Авача

Компо-ненты	1		2		3		4	
	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO <sub>2</sub>	39,53	1,001	51,89	1,914	50,53	1,862	51,07	1,881
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,001	0,49	0,014	0,55	0,015	0,48	0,011
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,98	0,029	2,36	0,104	4,49	0,195	3,52	0,150
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,002	5,26	0,146	2,16	0,060	2,96	0,082
FeO	16,78	0,354	14,76	0,456	4,54	0,139	3,82	0,117
MnO	0,35	0,008	1,13	0,036	0,19	0,007	0,17	0,004
MgO	41,83	1,578	20,98	1,152	15,21	0,834	16,03	0,878
CaO	0,29	0,006	3,20	0,126	21,90	0,865	21,71	0,856
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,007	-	-	0,55	0,040	0,40	0,026
K <sub>2</sub> O	Сл.	-	-	-	0,00	-	0,00	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	0,10	-	0,04	-	0,03	-
Σ	100,17	-	100,17	-	100,16	-	100,19	-
<i>f</i> <sub>общ</sub>	19,7		34,5		19,4		18,5	

Примечание. 1-6 - обр. О-1093/2: 1 - оливин, 2 - гиперстен, 3,4 - авгит (разные кристаллы), 5 - роговая обманка, 6 - магнетит; 7,8 - обр. О-1094/1-2: 7 - гиперстен, 8 - авгит. *Pt* - примеси плагиоклаза. Аналитик Е.А. Лаговская.

основной фазы вулканической деятельности, несколько повысившей свою основность за счет ксенокристов магнезиального (8-12% *Fa*) оливина.

Гипербазитовые ксенолиты встречаются повсеместно в шлаках и пемзах Авачи, вплоть до подножья (2100 м) современного конуса. Однако их основная масса приурочена к шлейфам туфолов вокруг молодых (после взрыва соммы Авачи) экструзий, единичные мелкие экземпляры появляются в самих экструзиях, в бомбах монолитных андезито-базальтов и в передовых частях молодых потоков клинопироксеновых андезитов Корякского вулкана. В породах современного конуса Авачи и в выбросах побочных шлаковых конусов Корякского вулкана присутствуют ксенокристы оливина и энстатита и их мелкие сростки. Лавы потоков древней Авачи (соммы) лишены ксенолитов. Следовательно, ксенолиты появляются на более поздней экструзивно-эксплозивной стадии деятельности вулкана, причем выносятся они по нескольким удаленным друг от друга каналам. Отсутствие их в продуктах основной массы излияний вулканов и связь с местными эксплозиями и экструзиями указывают на малую глубину залегания источника гипербазитовых ксенолитов.

Наиболее крупные (до 40 см, средние 5-10 см) ксенолиты - в пирокласситке, более мелкие - в экструзиях (до 3-4 см) и бомбах (до 1-2 см). Форма их угловатая, часто правильная параллелепипедальная, характерная для скользящих по трещинам отдельности. Поверхность обломков обычно покрыта черной пленкой, иногда корками сваренного туфа, реже оторочками роговой обманки. Характер взаимодействия ксенолитов с неравновесной андезито-базальтовой магмой отражает время его нахождения в ней. В большинстве включений на контакте в эфузиве наблюдаются некоторое сгущение рудного минерала

5		6		7		8	
a	b	a	b	a	b	a	b
41,58	6,108	2,38	<i>P l</i>	53,65	1,921	50,93	1,890
1,90	0,212	6,00	0,118	0,53	0,015	0,71	0,020
14,03	2,422	6,25	0,158	1,99	0,086	3,12	0,133
5,61	0,617	52,49	1,604	3,27	0,088	3,28	0,091
6,18	0,759	27,31	0,807	13,89	0,415	7,02	0,216
0,17	0,018	0,45	0,014	0,42	0,013	0,40	0,013
14,52	3,173	3,04	0,178	25,20	1,345	15,29	0,842
12,00	1,886	1,57	<i>P l</i>	2,47	0,095	18,91	0,750
2,33	0,661	-	-	-	-	0,50	0,036
Сл.	-	-	-	-	-	0,00	-
1,30	1,270	-	-	-	-	-	-
0,09	-	0,13	-	0,04	-	0,03	-
99,71	-	99,62	-	100,46	-	100,19	-
30,3		27,2		26,9			

ла, появление бурого стекла и заливы основной массы эфузива во включение. Это показывает, что большинство ксенолитов испытывало кратковременное пребывание в андезито-базальтовой магме, по крайней мере при статическом состоянии последней.

Включения из экструзивных (более кислых) амфиболовых андезитов покрыты амфиболовыми оторочками, причем механизм их образования в этом случае подобен нарастанию кристаллов на холодное тело, а состав амфиболов в оторочек и в фенокристах эфузива одинаков. Мелкие включения в базальте молодого конуса окружены реакционной оболочкой двупироксенового долерита. Ксенокристы оливина и орто-клинопироксена замещаются, в соответствии с рядом Боуэна, последовательно орто-клинопироксенами и амфиболом. Эти же реакции свойственны и фенокристам эфузивов, однако мощности реакционных зонок в них незначительны.

Вмещающие включения эфузивы колеблются по составу от андезитов (табл. 1, обр. Щ-802ж, Щ-801д, Щ-848б) до базальтов (обр. Щ-800в, Щ-800б, О-1093/2). Породам Авачи, как и в целом андезито-базальтам Камчатки, присущи высокие содержания анортитовой составляющей при повышенной кремнеземистости.

Все эфузивы состоят из фенокристов, орто-, клинопироксенов, магнетита, плагиоклаза и в разной степени раскристаллизованной основной массы, в экструзиях к ним присоединяется амфибол, в туфоловах — амфибол и оливин. Степень кристалличности пород понижается от экструзий к туфоловам. Последние представляют своеобразную породу, в которой в тонкозернистой сваренной обломочной массе (см. табл. 1, обр. О-1093/2) с крупными (до 5 см) хо-

Таблица 3

Оптические свойства минералов из эфузивов вулкана Авача

Образец, поро- да, место взя- тия	Минерал	$N_g$	$N_p$	$2V^\circ$	$cN_g^\circ$	Состав ( $f_{общ}$ , $F_a$ , $An$ )
Щ-801л; мик- родиорит-пор- фир экструзив- ный с включе- нием аортози- та; в 450 м к северо-западу от горы Верб- люд	Гипер- стен Плаги- оклаз Авгит	1,696 1,709	1,684 1,680	-65 (ядро) -70 (край) +80 +57 (ядро) +55 (край)	0 24 58 24	
О-1094/1-2; андезит; дай- ка, современ- ный кратер Авачи	Гиперстен* Авгит**	1,696 1,686	1,685 +56 +58	-72 -76 40 47	0 -	25
О-1093/2; туфолава; кра- евая часть эк- струзии в 500 м к вос- току от горы Верблуд	Оливин Гиперстен Авгит Амфибол Плаги- оклаз	1,708 1,702 1,686 1,690 1,663	1,671 1,690 +55 -84 -84	-84 -65 44 0 9	18 29 -	52-45

\* Ксенокристы, оторочки вокруг оливина.

\*\* Ксенокристы, оторочки вокруг гиперстена.

рошо ограниченными кристаллами клинопироксена, роговой обманки и оливина встречаются полосовидные участки (см. табл. 1, обр. Щ-800д) более кислого вспученного стекла с гиперстеном, со следами плавления клинопироксена и основного плагиоклаза. Образование подобных участков, видимо, происходит под влиянием газовых струй в околодонтактовой зоне экструзий. Гиперстен в этих местах характеризуется повышенной железистостью и марганцевистостью в сравнении с аналогом из андезито-базальтов современных выбросов (табл. 2, обр. О-1094), в то время как для клинопироксенов характерны обратные соотношения этих величин. Роговой обманке свойственны обычные для андезито-базальтов повышенные глиноzemистость и окисленность. Магнетит представлен высокотитанистым и глиноzemистым нерасплавшимся твердым раствором. По оптическим свойствам (табл. 3) все минералы эфузивов характеризуются многоократной зональностью — в плагиоклазе экструзий насчитывается до 25 зон.

Среди включений в ореоле экструзий преобладают диопсидовые гарнбургиты и лерцолиты (70–80%), затем следуют верлиты, дуниты, оливиновые клинопироксениты (15–20%), амфиболовые габбро и диориты (около 5%), единичны находки магнетитового аортозита и трахитоидного габбро-норита. Особую группу пород (около 5–7%) составляют тонкозернистые оливиновые и ди-

Таблица 4

Количественно-минеральный состав ультраосновных включений, об. %

Образец	Порода	Оlivин	Ортопироксен	Диопсид	Шпинель
Щ-802з	Дунит	95,0	-	-	5,0
О-1091/1	Гарцбургит	80,3	17,0	2,0	0,7
Щ-802в	"	98,1	1,2	-	0,7
О-1091/8	Лерцолит	83,9	10,4	5,1	0,6
О-1091/5	"	25,8	56,0	15,0	3,2
О-1091/4	"	39,3	52,7	6,9	1,1
Щ-800и	Верлит	53,3	-	45,7	0,8
Щ-800и/1	Оливиновый клинопироксенит	10	Ед.эн.	90	-
Щ-800/1	Верлит	81,4	-	16,8	1,8
Щ-802г	Оливиновый вебстерит	2,2	47,0	50,8	-
Щ-802в/2	Вебстерит	-	28,5	71,5	-
Щ-801г	Пегматоидный вебстерит	-	90,1	7,3	2,6
Щ-802в/1	Гиперстенит	1,8	96,2	2,0	Ед.эн.
О-1091/1а	Прожилок	45,8	45,8	3,5	4,9

опсидовые роговики и лерцолиты с жилами долеритов, пегматоидного гиперстена, диопсида и роговой обманки. Детально изучены лишь ультраосновные породы.

Количественно-минеральный состав наиболее типичных образцов иллюстрируют табл. 4 и рис. 2. Наиболее распространенная порода включений представляет агрегат крупных изометрических зерен оливина, в интерстициях которого и внутри зерен расположены червеобразные выделения хромшпинели, окруженные обычно энстатитом и мелкими изометрическими зернами диопсида. Реже энстатит слагает крупные удлиненные таблицы, ксеноморфные к оливину и несущие диопсид в структурах распада. Иногда диопсид и энстатит отсутствуют и порода имеет вид обычного интрузивного дунита. Встречаются разновидности, где преобладающим минералом является диопсид, а оливин выполняет межзерновые промежутки. В таких породах и оливин, и диопсид несут следы регенерации и включают массу вростков шпинели и стекла (рис. 3). Наконец, нередки породы, в которых присутствуют в равных пропорциях диопсид и энстатит, обычно замещающие оливин. Зерна оливина часто гаснут в виде параллельных зон. У контакта с эфузивом они приобретают кристаллографическую огранку, что свидетельствует об испытанной ими перекристаллизации. В сравнении с аналогами из щелочных базальтов (см. рис. 2) включения Авачи обнаруживают более широкие вариации химического состава (табл. 5), вероятно, в связи со степенью их метаморфизма.

Минералы включений обладают рядом специфических особенностей (табл. 6-8). Железистость оливина минимальная (8-11%) в лерцолитах и гарцбургитах и поднимается до 17% в верлитах. Железистость ортопироксена несколько ниже, чем у существующего с ним оливина. Для него характерны низкие глиноzemистость и титанистость, умеренная кальциевость и повышенная хромистость. Клинопироксен представлен малошелочными хромистыми разностями диопсида, железистость которого несколько ниже, чем у существующих с ним оливина и ортопироксена. Эта разница возрастает с увеличением железистости минералов. Как и ортопироксен, клинопироксен характеризуется пониженными значениями глиноzemистости, титанистости и щелочности, не-

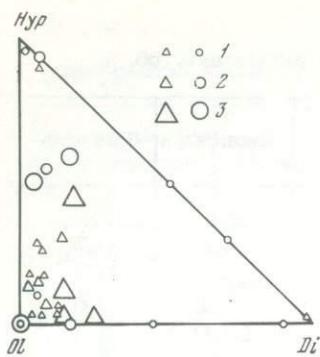


Рис. 2. Диаграмма количественно-минерального состава включений в лавах Авачи (кружки) и в щелочных базальтах (треугольники)

Содержание шпинели (в об. %): 1 - 0-2, 2 - 2-3, 3 - > 3

Рис. 3. Включения шпинели (а) и стекла (б) в клинопироксене пегматоидного верлита. Обр. №-800и. Увел. 500. Ник. //



значительно возрастающими в более железистых разностях. Хромиты включений имеют умеренные железистость и хромистость.

По составу минералов включений эффузивы Авачи значительно отличаются от щелочных базальтов и сходны с гипербазитовыми интрузиями (табл. 9, 10). Эти различия наглядно показывает диаграмма составов клинопироксенов (рис. 4). Пироксены включений Авачи попадают в группу гипербазитовых интрузий, т.е. в них изменяется отношение  $Al/Cr$  при постоянно низком содержании  $Ti$ . Пироксены включений в щелочных базальтах при высокой хромистости и магнезиальности обогащены титановой и натровой компонентами. Распространенное мнение о повышенной хромистости клинопироксена, указывающей на значительную глубинность минералообразования, ошибочно (см. табл. 10). Различия в составе минералов подчеркиваются и характером распределения элементов между сосуществующими минералами. Так, по распределению  $Cr$  между шпинелью и клинопироксеном (рис. 5) отчетливо выделяются поле включений в щелочных базальтах (высокотемпературное) и поле интрузий и включений Авачи (низкотемпературное). По распределению  $Mg - Fe$  в минералах геотермометры Л.Л. Перчука дают температурные пределы для включений в щелочных базальтах -  $1000-1300^{\circ}C$ , для включений из Авачи -  $750-900^{\circ}C$ . Следовательно, последние сохраняют низкотемпературное распределение основных компонентов, несмотря на прогрев базальтовой магмой.

Не менее интересные особенности включений Авачи вскрываются при изучении элементов-примесей в минералах. Для этой цели разработаны специ-

Таблица 5

Химический состав включений, вес. %

Компоненты	O-1093/2	Щ-800и	Щ-800и/1
SiO <sub>2</sub>	45,98	44,10	51,24
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,33	0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	1,33	1,59
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,20	0,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,82	2,95	2,35
FeO	5,38	8,64	3,53
MnO	0,32	0,30	0,14
NiO	0,28	0,11	0,05
MgO	43,58	31,49	20,74
CaO	1,34	9,65	19,56
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,21	0,33
K <sub>2</sub> O	0,03	0,08	0,08
П.п.п.	0,20	0,29	0,10
Σ	100,23	99,68	100,22
<i>f</i> <sub>общ</sub>	8,2	16,7	13,2

Примечание. Названия пород см. в табл. 3 и 4. Аналитик С.П. Баталова.

альные методики спектрального анализа с повышенной (30–40%) воспроизводимостью. Проанализировано на Ni, Co, Cr, V, Sn, Zr, Zn, Sc, Ga около 300 минералов различного состава из базитов и гипербазитов [16]. По абсолютным содержаниям микроэлементов минералы интрузивов и эфузивов близки (табл. 11–12, рис. 6). Уровни их концентраций целиком определяются валовым составом, т.е. микроэлементы, даже такие, как Cu, Sn, Zr, оказываются изоморфными к петрогенным элементам. Особую группу составляют минералы включений и ксенокристаллов в эфузивах. В них концентрации элементов-примесей колеблются в широких пределах, до аномальных значений. Это объясняется обогащением включений микроэлементами при взаимодействии их с вмещающей базальтовой магмой.

Массовое изучение распределения микроэлементов между существующими минералами (табл. 13, рис. 7) показало значительную зависимость его от температуры. За редкими исключениями, вызванными в основном ошибками анализа и присутствием механических примесей минералов, включения по коэффициентам распределения занимают промежуточное положение между эфузивами и интрузиями. Следовательно, микроэлементы более чувствительны к температурному перераспределению, чем петрогенные элементы, и могут использоваться в качестве геотермометров.

Применение электронного микрозонда JXA-5a позволило изучить компонентный состав твердой фазы газово-жидких включений в минералах ксенолитов (включений) в базальтах. Ранее [64] было показано, что среди газово-жидких включений в минералах обычно выделяется несколько разновременных генераций, что исключает возможность использования таких валовых методов,

Таблица 6

Химический состав (а - вес. %, б - форм. ед.) и оптические свойства оливинов из включений

Компоненты	O-1091/8		O-1091/1		Щ-800и		Щ-800и/1		Щ-802в/1	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO <sub>2</sub>	40,80	0,998	39,76	0,981	39,34	1,000	39,80	1,000	41,08	1,010
TiO <sub>2</sub>	0,03		Сл.	-	Сл.	-	0,02	-	0,01	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	0,021	0,17	0,006	0,34	0,011	0,27	0,008	0,27	0,007
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,004	0,75	0,013	0,93	0,018	0,23	0,003	0,80	0,015
FeO	8,00	0,163	8,75	0,179	14,32	0,304	12,41	0,261	0,27	0,191
MnO	0,20	0,004	0,19	0,004	0,12	0,001	0,15	0,003	0,23	0,004
MgO	49,20	1,794	49,24	1,809	43,10	1,638	45,10	1,687	47,37	1,736
CaO	0,20	0,006	0,68	0,018	0,73	0,020	1,17	0,032	0,52	0,016
Na <sub>2</sub> O	0,10	-	0,16	-	0,20	-	0,18	-	-	-
K <sub>2</sub> O	0,09	-	0,02	-	0,02	-	0,05	-	-	-
H <sub>2</sub> O	0,35	-	-	-	0,24	-	0,08	-	0,08	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	99,92	-	99,70	-	99,34	-	99,46	-	99,70	-
<i>f</i> <sub>общ</sub>	8,5		9,6		16,4		13,5		10,6	
<i>N<sub>g</sub></i>	1,690-1,686				1,697		1,692		1,692	
<i>N<sub>p</sub></i>	1,648-1,652		1,652		1,660		1,658		1,656	
+2 <i>V</i> <sup>o</sup>	84-86				84-87		98		84-86	

Примечание. Щ-802в/1 - гарцбургит у контакта с жилой гиперстенита. Остальные см. в табл. 4. Аналитик Ж.А. Щека.

Таблица 7

2782

Химический состав (а - вес. %, б - форм. ед.) и оптические свойства ортоклинопироксенов из включений

704

2

Компоненты	Ортопироксен				Клинопироксен					
	O-1091/8		Щ-802в/1		O-1091/8		Щ-800и		Щ-800и/1	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO <sub>2</sub>	54,08	1,895	55,73	1,936	51,74	1,889	50,48	1,867	51,69	1,906
TiO <sub>2</sub>	Сл.	-	0,01	-	Сл.	-	0,34	0,009	Сл.	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,65	0,069	1,87	0,077	2,12	0,093	4,35	0,188	1,66	0,073
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	0,014	1,09	0,027	0,07	0,002	1,02	0,027	0,73	0,018
FeO	5,52	0,162	5,48	0,158	2,78	0,084	3,79	0,118	3,77	0,115
MnO	0,09	0,002	0,17	0,004	0,05	0,001	0,12	0,002	0,11	0,002
MgO	35,00	1,828	34,31	1,780	20,72	1,128	17,01	0,936	19,16	1,051
CaO	1,76	0,065	0,54	0,019	20,87	0,816	21,04	0,832	22,01	0,868
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,013	0,30	0,021	0,25	0,018	0,37	0,024	0,19	0,011
K <sub>2</sub> O	0,04	0,002	0,02	-	0,02	0,001	0,03	-	0,02	0,001
H <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	0,24	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	0,014	-	-	0,89	0,027	0,68	0,020	0,29	0,009
Σ	99,41		99,52		99,51		99,47		99,63	
f <sub>общ</sub>	8,8		9,5		7,1		13,4		11,2	
φ	14,4				15,3		8,5		10,0	
N <sub>g</sub>	1,676		1,676		1,697		1,707		1,699	
N <sub>p</sub>	1,664		1,665		1,669		1,678		1,671	
+2V°	84		84		58		60		60	
cN <sub>g</sub> °	0		0		42		44		39-42	

Примечание. φ = Cr/(Cr + Al + Fe<sup>+3</sup>). Аналитик Ж.А. Щека.

Таблица 8

Химический состав (а - вес. %, б - форм. ед.) шпинелей из включений в толеитовых базальтах

Компоненты	О-1091/8		О-1091/1	
	а	б	а	б
SiO <sub>2</sub>	Сл.	-	Сл.	-
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,002	0,08	0,008
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,88	0,756	23,30	0,842
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	46,00	1,117	43,82	1,058
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,08	0,118	1,56	0,039
FeO	13,08	0,336	16,07	0,412
MnO	0,09	0,002	0,08	0,002
MgO	14,68	0,672	14,78	0,674
CaO	Сл.	-	Сл.	-
Σ	99,89		99,79	
<i>f</i> <sub>общ</sub>		40,3		40,1
φ		55,9		54,5

Примечание. Названия пород см. в табл. 4. Аналитик Ж.А. Щека.

как водные вытяжки и газовая хроматография. При этом установлено, что газово-жидкие включения присутствуют во всех минералах ксенолитов, в том числе и в шпинели (рис. 8-10). Размер их от 1 до 3 мм. Стенки включений покрыты солями K, Na, Ca, Cl и S, которые - очевидно, из-за малых размеров - не вымываются водой при изготовлении препарата. Съемка в рентгеновских лучах (см. рис. 8-10) показывает, что названные элементы выделяются в виде солей, а не внедрены в стенки минерала диффузионным путем.

Из-за неопределенности толщины солевой пленки и неровности стенок газово-жидкого включения количественный анализ пленки затруднен. Была предпринята попытка установить соотношения компонентов во включениях из различных ксенолитов, используя интенсивности их рентгеновского излучения. Кроме Na, K, Ca, Cl и S, в газово-жидких включениях обнаружен Si (в шпинелях); F, B, N, P - не установлены (<0,01%).

Изучение распределения сопряженных катионов и анионов по площади включения показало, что если Na и K коррелируют с Cl, то Ca тяготеет к S, а Si не связан ни с одним из анионов, что позволяет предполагать для него окисную или углеродно-водородную форму.

При сравнении составов газово-жидких включений в шпинели из ксенолита щелочного базальта (ш) и в энстатите из ксенолита толеитового базальта (т) выявлено, что в солевом остатке последнего значительно выше концентрации Na, K, Cl и S, чем в подобных образованиях из щелочного базальта. Обратная зависимость установлена для Ca (ат. %): Ca/(Ca + Na + K<sub>т</sub>) = 9,4, Ca/(Ca + Na + K<sub>ш</sub>) = 16,3. Близкие значения отношений: Na<sub>ш</sub>/Na<sub>т</sub> = 0,42, K<sub>ш</sub>/K<sub>т</sub> = 0,45 и Cl<sub>ш</sub>/Cl<sub>т</sub> = 0,46 и отличия значений отношений: Ca<sub>ш</sub>/Ca<sub>т</sub> = 0,80 и S<sub>ш</sub>/S<sub>т</sub> = 0,26 также свидетельствуют о выделении части S в соединениях Ca. Сходство отношений: (Na + K + Ca)/(Cl + S<sub>ш</sub>) = 1,76 и (Na + K + Ca)/(Cl + S<sub>т</sub>) = 1,70

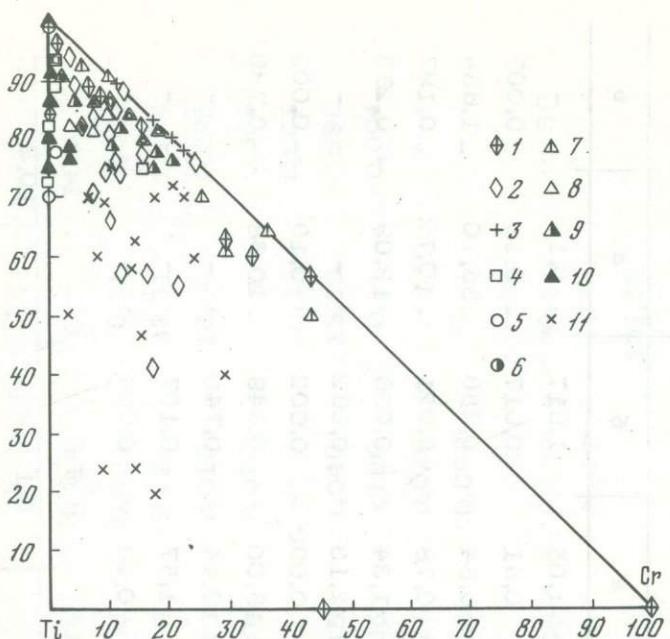


Рис. 4. Диаграмма составов клинопироксенов

Включения: 1 - гранатовых перидотитов, 2, 3 - шпинелевых перидотитов из щелочных (2) и толеитовых (3) базальтов, 4 - габброидные; 5 - фенокристы базальтов; 6 - перекристаллизованные ксенокристы базальтов; интрузии: 7 - гранатовых перидотитов, 8, 9 - шпинелевые перцолиты дунит-гардбургитовой (8) и габброидных (9) формаций, 10 - габброидов; 11 - лунные породы. Двойные контуры характеризуют средние составы

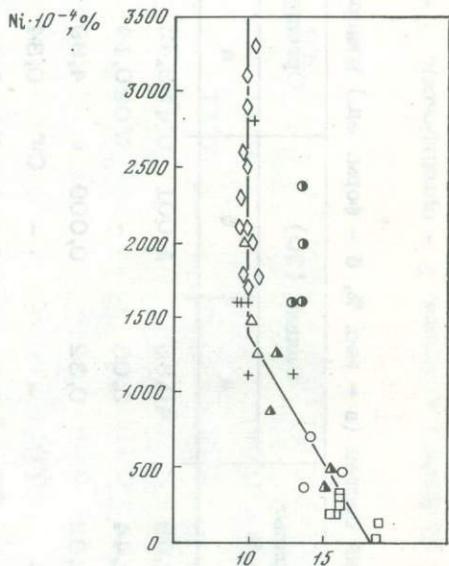
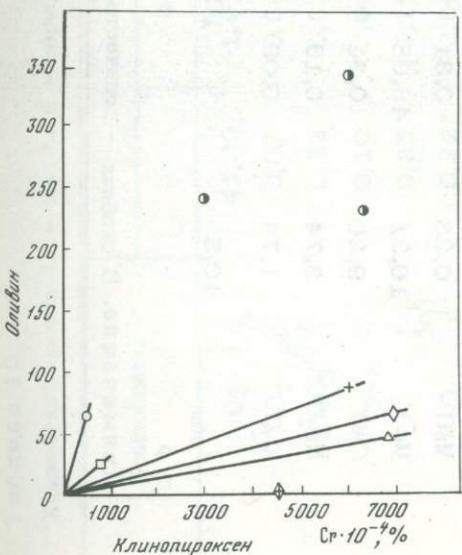
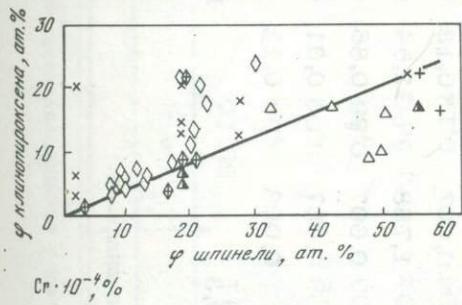


Рис. 5. График хромистости ( $\phi$ ) существующих клинопироксена и шпинели  
Условные обозначения см. на рис. 4

Рис. 6. График содержаний никеля в оливинах разной железистости  
Условные обозначения см. на рис. 4

Рис. 7. График распределения хрома между существующими минералами  
Условные обозначения см. на рис. 4

Таблица 9

Средний химический состав (а - вес. %, б - форм. ед.) минералов включений и вмещающих щелочных базальтов Приморья

Компоненты	Базальт, вес. %	Оливин (20)		Ортопироксен (20)		Клинопироксен (20)		Шпинель (20)	
		а	б	а	б	а	б	а	б
SiO <sub>2</sub>	42,69	40,86	1,001	53,45	1,862	51,05	1,817	0,13	-
TiO <sub>2</sub>	2,44	0,03	-	0,14	0,004	0,61	0,017	0,19	0,005
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,32	0,32	0,009	4,99	0,205	6,84	0,286	55,70	1,684
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	0,34	0,008	0,78	0,021	10,72	0,197
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,38	0,70	0,012	0,92	0,025	1,34	0,036	13,09	0,253
FeO	7,63	9,26	0,189	5,78	0,170	2,13	0,062	-	-
MnO	0,23	0,31	0,007	0,18	0,006	0,090	0,002	0,10	0,002
MgO	10,31	48,08	1,758	32,54	1,690	16,00	0,849	20,68	0,789
CaO	9,20	0,31	0,007	0,86	0,031	19,44	0,740	-	-
Na <sub>2</sub> O	3,74	0,16	0,007	0,31	0,021	1,57	0,107	-	-
K <sub>2</sub> O	1,74	0,09	0,003	0,12	0,004	0,08	0,004	-	-
<i>f</i> <sub>общ</sub>	40,5	10,3		10,3		10,3		24,3	
<i>φ</i>				3,3		6,1		10,2	

Примечание. В скобках - количество анализов.

Таблица 10

Химический состав (а - вес. %, б - форм. ед.) сосуществующих минералов лерцолита г. Попутной (хр. Валагинский, Камчатка)

Компоненты	1		2		3		4	
	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO <sub>2</sub>	41,30	1,011	55,20	1,917	52,45	1,914	Сл.	-
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,001	0,04	-	0,06	0,002	0,11	0,001
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,009	3,02	0,121	3,06	0,129	32,31	1,124
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,003	0,56	0,015	0,41	0,013	18,96	0,026
FeO	9,35	0,192	5,80	0,169	2,27	0,070	-	0,395
MnO	0,22	0,004	0,12	0,002	0,01	-	0,23	0,005
MgO	48,15	1,755	33,42	1,727	19,15	1,040	13,56	0,596
CaO	Сл.	-	1,18	0,044	20,25	0,790	0,11	0,004
Na <sub>2</sub> O	0,01	-	Сл.	-	0,27	0,020	-	-
K <sub>2</sub> O	0,02	-	"	-	0,05	0,002	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	-	0,05	-	Сл.	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,42	-	1,00	0,029	36,31	0,850
NiO	0,35	-	0,11	-	0,06	0,002	-	-
Σ	100,08		99,91		99,70		101,59	
<i>f</i> общ		10,0		9,6		7,4		41,4
φ				7,5		16,7		42,5

Примечание. Обр. Щ-849: 1 - оливин, 2 - ортопироксен, 3 - клинопироксен, 4 - шпинель. Аналитик Ж.А. Щека.

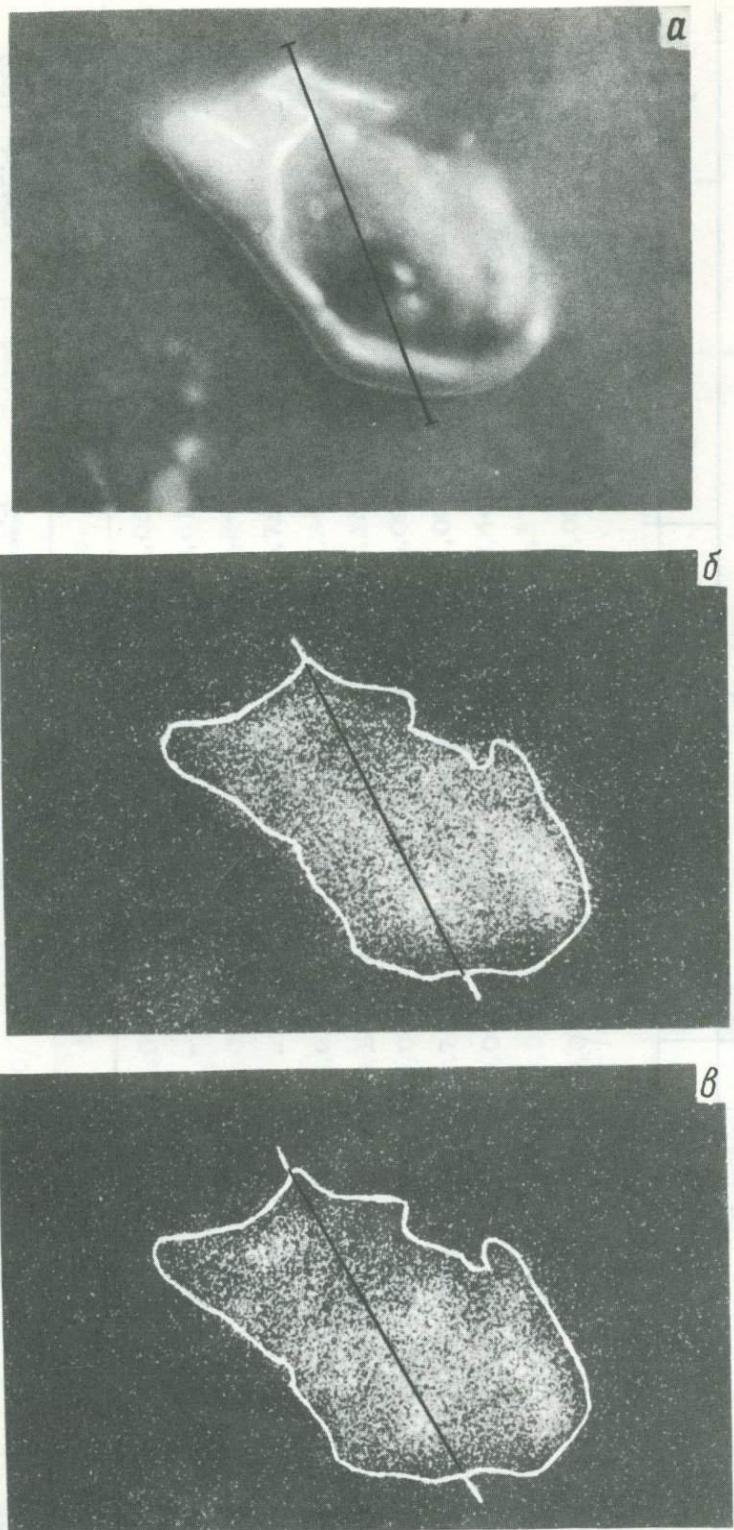


Рис. 8. Вскрытое газово-жидкое включение в шпинели  
а - в отраженных электронах; б, в - в рентгеновских излучениях: Na,  $K\alpha$  (б),  
Cl,  $K\alpha$  (в)

Увел. 2500. Линия на рисунке - профиль сканирования

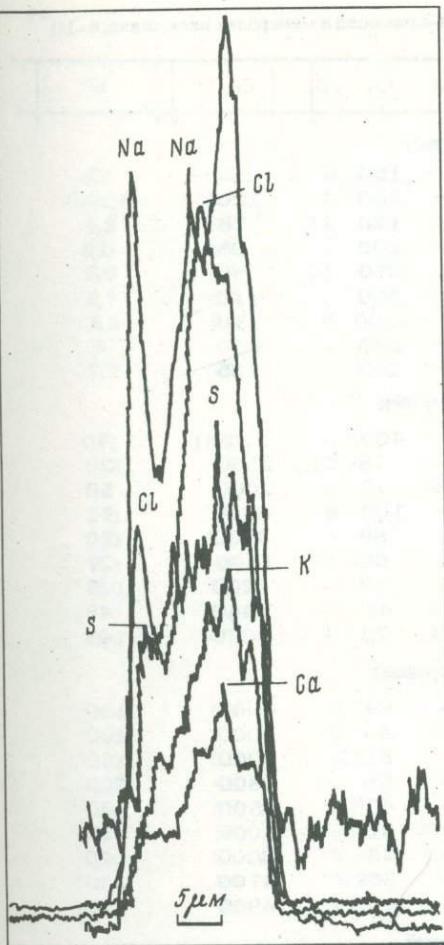


Рис. 9. Характер изменения относительных концентраций элементов по профилю сканирования (см. рис. 8)

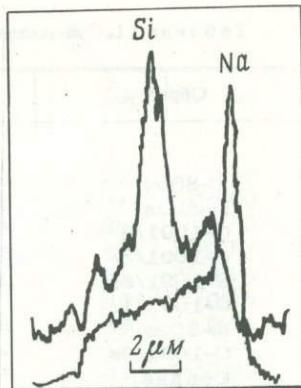


Рис. 10. Характер изменения концентраций натрия ( $Na, K\alpha$ ) и кремния ( $Si, K\alpha$ ) во включениях в шпинели

говорит о надежности подобного вида расчетов, так как оно характеризует компенсацию катионов анионами.

Имеется ряд признаков, по которым можно судить о составе и преобразовании включений до попадания их в базальтовую магму и о процессах перекристаллизации их после захвата магмой: прожилки чужеродных пород и минералов; метасоматические прожилки; зонки дробления и роговики.

Наиболее обычные спутники перцолитовых включений в рассматриваемых толеитовых базальтах — габбро-нориты, амфиболовые габбро, гонблениты и гиперстениты. Водосодержащие породы в магме подвергаются интенсивной перекристаллизации в безводные (пироксеновые) разности. В ряде перцолитовых обломков перечисленные породы слагают секущие прожилки мощностью от миллиметров до нескольких сантиметров, контакт их с перцолитом обрывается основной массой стекловатого базальта, т.е. в таком состоянии ксенолит был захвачен базальтовой магмой. В ряде случаев, однако, тонкие (1–6 мм) прожилки трахитоидных и офитовых долеритов и темно-зеленой (окисленной) роговой обманки во включениях из амфиболов содержащих экструзий могут кристаллизоваться и из вмещающей магмы, поскольку такие же минералы встречаются в основной массе эфузивов и в реакционной оторочке вокруг ксенолита. Большинство же габброидов, несомненно, принадлежит самостоятельной габбройдной фазе, обычно сопровождающей гипербазитовые интрузии. Вблизи Авачинской группы вулканитов такая ассоциация расположена в бухте Раковой. Состав минералов прожилков детально не изучался. По оптическим константам они аналогичны минералам соответствующих интрузий или основной массы базальтов.

Прожилки и зоны минералов, обнаруживающих признаки метасоматического

Таблица 11. Содержание элементов-примесей в минералах включений,  $n \cdot 10^{-4}$

Образец	Ni	Co	Cr	V	Sn	Zr	Ga	Sc	Cu	Zn	Ag
Оливин											
Щ-800и	1100	150	270	7	4,8	60	8	-	16	87	0,10
Щ-802в	2800	200	120	6,3	3,0	57	1	-	10	34	0,09
О-1091/8	1600	120	78	4	3,3	35	11	-	11	25	0,10
О-1091/8а	1600	200	95	12	2,6	56	4	-	13	42	0,71
О-1091/8б	1600	270	60	3	2,9	83	11	-	11	35	0,18
О-1091/1	1100	300	110	9	2,7	60	5	-	10	42	0,45
Щ-802в	3200	200	110	9	2,2	92	4	-	18	32	0,01
О-1091/9в	1500	180	580	8	-	-	1	-	-	-	-
Среднее	1800	202	135	7	2,7	55	-	-	13	42	0,23
Ортопироксен											
Щ-802в/1	480	400	2200	40	2,1	180	6	-	22	16	0,50
Щ-802в/2	660	78	2300	20	2,2	54	12	-	19	30	0,1
О-1091/8	830	48	2000	50	-	-	1	26	-	-	-
О-1091/8а	920	100	3500	71	2,8	79	9	-	11	17	0,16
О-1091/8б	920	89	4800	70	6,6	71	1	-	12	26	0,07
О-1091/1а	330	60	1600	27	2,2	89	1	-	6	7	0,09
Щ-801г	600	89	2200	25	4,0	75	-	-	7	22	0,18
Щ-801г/1	530	45	2440	48	-	32	-	10	-	-	-
Среднее	660	73	2630	44	3,3	67	-	18	13	20	0,18
Клинопироксен											
Щ-800и/1	210	64	4000	190	2,4	60	3,5	-	10	13	-
Щ-800и/1а	290	46	3000	190	2,5	41	5	67	-	-	-
Щ-802в	550	51	4900	130	2,9	50	4,5	-	13	9	0,18
Щ-801г	500	58	2800	200	2,7	48	12	-	-	30	0,09
О-1091/9	350	40	4500	160	2,0	59	2,8	-	12	14	-
О-1091/8а	650	31	5000	275	-	35	2	73	-	-	-
О-1092/3	320	28	3000	140	1,9	57	2	-	12	10	0,09
О-1092/3а	480	36	4700	230	3,0	32	4,2	5,2	-	15	0,12
Среднее	420	46	4900	189	2,5	48	4,5	64	12	-	-
Шпинель											
О-1091/8	600	190	-	550	8,0	80	18	-	40	600	0,42
О-1091/1а	410	180	-	630	8,0	81	18	-	40	550	0,68
О-1091/1	550	180	60	600	7,0	83	15	-	37	470	0,32
Среднее	520	183	-	590	7,8	81	17	-	39	540	0,47

Таблица 12. Среднее содержание элементов-примесей в минералах,  $n \cdot 10^{-4}\%$

Порода	Минерал	Количество анализов	Ni	Co	V	Cr	Zn	Sn	Ga	Sc	Ag
Гипербазиты интрузивные	Ol	10	2750	150	7	47	2,5	7,1	1	15	0,16
	Hyp	10	550	53	55	2200	66	1,9	3,9	30	0,14
	Di	15	480	45	315	6800	15	8,0	3,0	82	0,10
Включения в щелочных базальтах	Ol	30	2400	163	11	78	37	3,1	2,8	10	0,24
	Hyp	30	668	55	52	2400	20	3,0	5,6	20	0,18
	Di	30	470	36	270	6900	14	2,8	5,6	66	0,27
Оливин-анортитовые включения в толеитах	Ol	15	257	220	12	23	81	3,6	32	33	0,24
	Di	15	130	39	371	872	22	2,8	11,0	249	0,30
Толеиты	Ol	5	516	168	11	66	55	4,3	18,0	30	0,31
	Hyp	5	210	29	100	80	21	2,0	48	48	0,16
	Di	5	175	25	405	1400	26	2,6	11,0	170	0,29

Примечание. Ol - оливин; Hyp - ортопироксен; Di - клинопироксен;

Sp - шпинель.

Таблица 13. Соотношение содержаний элементов-примесей в сосуществующих минералах базитов и гипербазитов

Порода	Отношение*	Ni	Co	V	Cr	Zn	Sn	Sc	Ag
Включения гранатовых перidotитов	<i>Ol/Hyp</i>	3,30	1,14	0,08	0,00	0,48	0,68	-	-
	<i>Ol/Di</i>	3,88	1,39	0,01	0,00	1,97	0,38	-	-
	<i>Hyp/Di</i>	1,18	1,22	0,12	0,29	4,06	0,56	-	1,00
Включения в щелочных базальтах	<i>Ol/Hyp</i>	3,59	2,96	0,21	0,03	1,85	1,03	0,50	1,33
	<i>Ol/Di</i>	5,11	4,53	0,04	0,01	2,64	1,11	0,15	0,89
	<i>Ol/Sp</i>	2,03	1,27	0,02	0,00	0,05	0,48	-	0,57
	<i>Hyp/Di</i>	1,42	1,53	0,19	0,35	1,43	1,07	0,30	0,67
	<i>Di/Sp</i>	0,40	0,28	0,42	0,08	0,02	0,43	-	0,64
Включения в толеитах	<i>Ol/Hyp</i>	2,75	3,67	0,19	0,03	1,80	0,85	0,48	1,83
	<i>Ol/Di</i>	3,48	4,50	0,04	0,01	2,40	1,26	0,16	1,38
	<i>Ol/Sp</i>	4,39	1,00	0,01	0,00	0,07	0,36	-	0,32
	<i>Hyp/Di</i>	1,27	1,23	0,19	0,47	1,33	1,48	0,34	0,75
	<i>Di/Sp</i>	1,26	0,22	0,32	0,01	0,03	0,29	-	0,24
Оlivин-анортитовые включения в толеитах	<i>Ol/Di</i>	1,98	5,64	0,03	0,03	3,68	1,29	0,13	0,80
Гипербазиты интрузивные	<i>Ol/Hyp</i>	5,00	2,83	0,14	0,02	0,38	3,74	0,50	1,15
	<i>Ol/Di</i>	5,73	3,33	0,02	0,01	1,67	0,47	0,18	1,60
	<i>Ol/Sp</i>	3,70	2,31	0,01	0,00	0,17	1,65	-	3,2
	<i>Hyp/Di</i>	1,15	1,18	0,17	0,47	4,40	0,24	0,37	1,4
	<i>Di/Sp</i>	0,65	0,69	0,55	0,01	0,10	1,86	-	2,00
Толеиты	<i>Ol/Hyp</i>	2,46	5,79	0,11	0,83	2,62	2,15	0,63	2,31
	<i>Ol/Di</i>	2,95	6,72	0,03	0,13	2,12	1,65	0,18	1,28
	<i>Hyp/Di</i>	1,20	1,16	0,25	0,16	0,81	0,77	0,28	0,55

\* См. примечание к табл. 12.

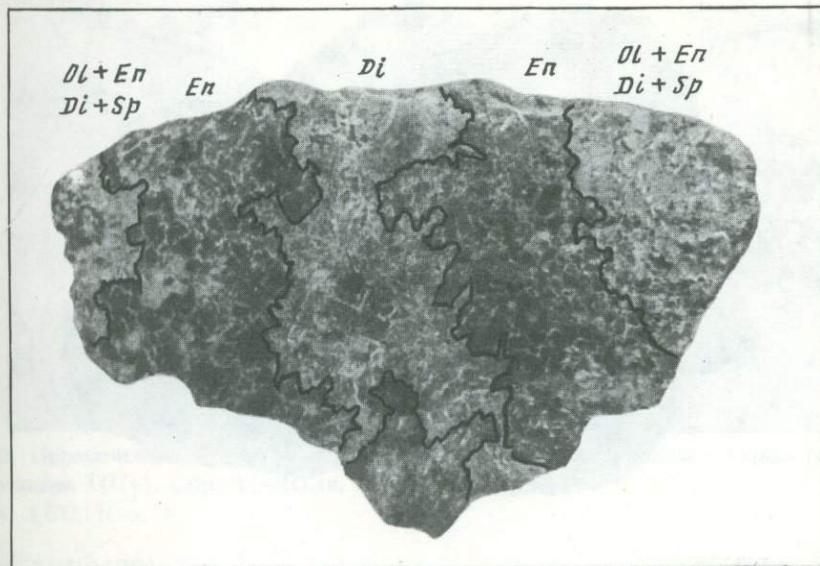


Рис. 11. Жила пегматоидного диопсида (*Di*) с оторочками пегматоидного энстатита (*En*) в среднезернистом лерцолите. Обр. Щ-80 2в, полированный штук. Увел. 2

образования, представлены мономинеральными или со шпинелью пегматоидными секущими жилками (мощность 5–20 мм) орто- и клинопироксенов, более сложными и мощными зонами, в ядре которых расположен диопсид (рис. 11), отделенный с обеих сторон от вмещающего лерцолита оторочками энстатита.

Наблюдаются все стадии процесса замещения. Вначале по оливину образуются крупные (5–15 мм) пойкилобласти орто- или клинопироксена, затем появляются тонкие (2–3 мм) прожилки шпинели с оторочками ортопироксена, который иногда начинает замещаться с краев зерен клинопироксена. На контакте мощных зон с вмещающим лерцолитом наблюдается проникновение призм энстатита в оливиновый агрегат, по мере удаления от контакта появляются " пятна" диопсида, замещающего энстатит, который в ядре жилы исчезает. Встречаются отдельные обломки, в которых пегматоидный (20–30 мм) энстатит находится в тонком срастании с диопсидом и включает крупные (5–8 мм) гнезда шпинели, но и в этом случае диопсид замещает энстатит. В таких обломках обнаружен высокомагнезиальный хромистый амфибол [51]. Описанные метасоматические жилы и зоны весьма характерны для любых гипербазитовых интрузивов (Карагинский, Кроноцкий, бухты Раковой и др.), находящихся в одной структурной зоне с вулканами Авачинской группы.

Минералы метасоматических жил и зон по составу близки минералам вмещающих лерцолитов и испытывают некоторые вариации (табл. 14, 15). Как и в альгинотипных интрузиях [65], шпинель в прожилках из ксенолитов более хромистая (табл. 14, обр. Щ-801г, О-1091/1а), чем в акцессорной вкрапленности, при сохранении уровня железистости. Среди пироксенов встречаются более магнезиальные разности.

Значительную долю включений образуют тонкоэзернистые роговиковые породы, состоящие из оливина, орто- и клинопироксена, иногда из оливина и клинопироксена. Особенно распространены они на вулканах Авачинской группы. При скрещенных николях в однородном мозаичном агрегате оливина выявляются струйчатые погасания, очень напоминающие зеркала скольжения и прожилки антигорита в серпентинитах. В отдельных обломках видно (рис. 12), что такие роговики развиваются в зонах дробления (и, видимо, серпентинизации) лерцолитов. В этих зонах порода состоит из крупных удлиненных субпараллельных призм энстатита и пылевидных скоплений бурой хромшпинели, пересекае-

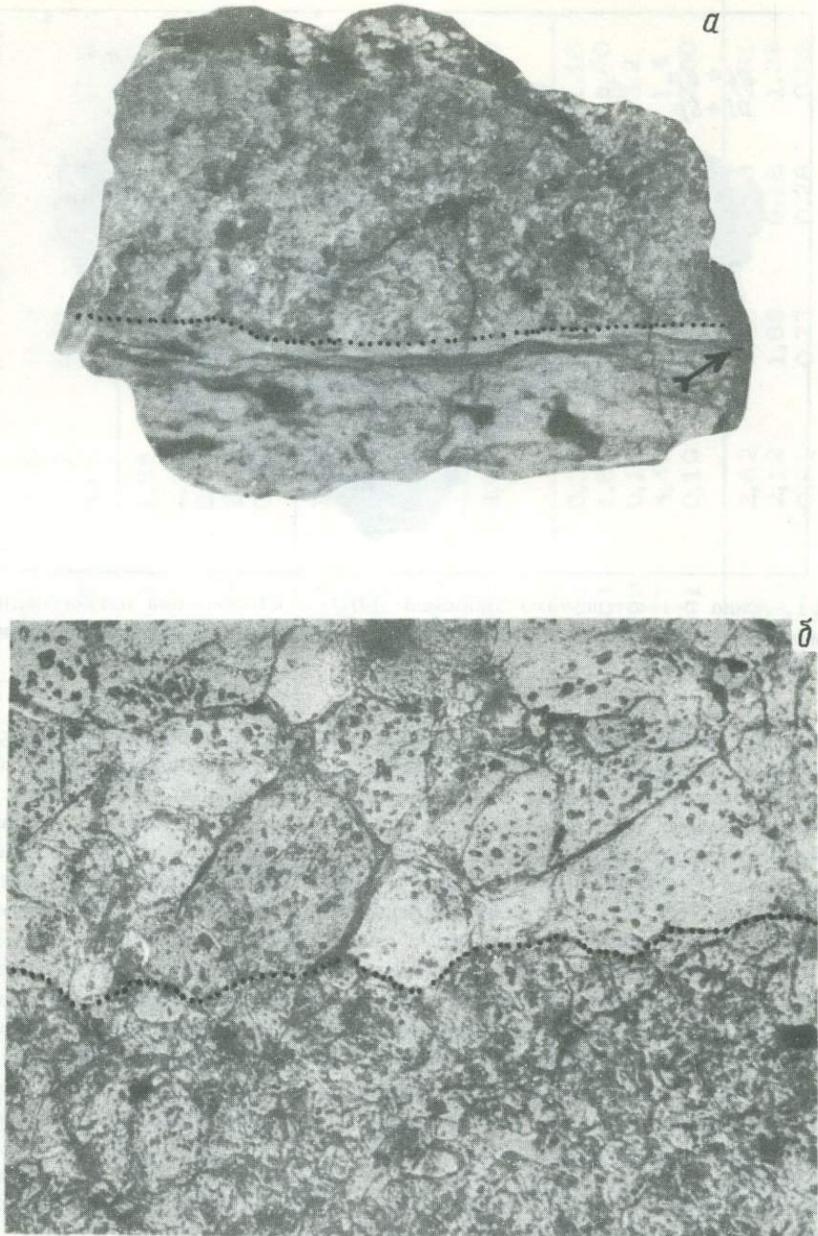


Рис. 12. Зона дробления в среднезернистом перцолите, прерываемая контактом с вмещающим базальтом (стрелка)

а - полированный штук, нат. вел.; б - контакт зоны с перцолитом под микроскопом (обр. №-802к, увел. 100, ник. ||)

мых взаимно параллельными струйчатыми выделениями микроэзернистого оливина. Эти выделения дают прожилковидные ответвления в прилегающие более крупные (первичные) зерна оливина (рис. 13). Во всех случаях микроэзернистые выделения оливина пропитаны пылевидной вкрапленностью хромшпинели. По оптическим свойствам, рентгеноструктурным данным и химическим анализам (см. табл. 14, обр. №-800, №-802к), вторичный оливин - более магнеziальный, пироксен (см. табл. 15, обр. №-802з) - более кальциевый и железистый в сравнении с первичными минералами. Шпинель, регенерированная из замещенного магнетитом хромита, окислена и железиста (см. табл. 14, обр.



Рис. 13. Пересечение крупного зерна оливина ( $Ol_1$ ) прожилком микрозернистого оливина ( $Ol_2$ ). Обр. Щ-802к.

Увел. 160. Ник. +

Щ-802к, 5702/29). Описанные роговики, по мнению автора, являются перекристаллизованными при высокой температуре участками дробления и серпентинизации в первичных гипербазитах.

С помощью электронного микрозонда JXA-5a установлена многоступенчатая зональность состава метаморфических минералов. Так, в зернах высокохромистой шпинели из пегматоидных пироксеновых жил четко выделяются три зоны (рис. 14), различающиеся по содержаниям основных элементов. Непосредственно на контакте с пироксеном отмечается значительное обеднение шпинели хромом, очевидно, за счет перехода его в пироксен. В частности, этим объясняется различный характер распределения хрома между существующими шпинелью и клинопироксеном (см. рис. 5). Эта же тенденция свойственна и включениям в щелочных базальтах [54].

Следует отметить, что наблюдавшиеся превращения включений происходили до захвата их базальтовой магмой. Офитовая структура прожилков габброидов в лерцолитах свидетельствует о внедрении их в холодные породы на небольшой глубине. Внедрение самой вмещающей магмы невозможно, поскольку образец прогрет; прожилок утыкается в контакт с базальтом; прожилок рассекает включение на две части; при остановках движущейся колонны магмы включения немедленно погружаются на дно [66], где кристаллизация базальта маловероятна. Следовательно, материал включений на небольшой глубине пересекается габбро и затем в виде фрагментов поступает в базальтовую магму. Метасоматические прожилки пегматоидной структуры образуются в условиях высокой магнезиальности, низких титанистости и глиноzemистости среды, т.е. без участия базальтового расплава. Высокая железистость и окисленность второй шпинели вполне объяснимы образованием ее при перекристаллизации замешенного магнетитом хромита из серпентинитов.

Зоны дробления и прожилки мелкозернистого оливина в большинстве своем не могут быть результатом гидравлического дробления включений. Об этом свидетельствует и их морфологический рисунок (значительная мощность зон, линейный характер или сложное разветвление и т.п.) и более высокая магнезиальность новообразованного оливина, так как в кристаллизации его в этом случае должны принимать участие летучие базальтовой магмы. Более вероятна в этом явлении простая дегидратация серпентинита в базальтовой магме. Подобные случаи отмечены в Японии и воспроизведены экспериментально [67]. Кстати, для включений Авачи это подтверждается и особым составом газово-жидких включений в минералах [52]. Тем не менее рассматриваемые ксенолиты испытывают гидравлическую обработку при движении в магме (округление, расчленение на мелкие части и зерна), что особенно характерно для мел-

Таблица 14

Химический состав (а - вес. %, б - форм. ед.) метаморфических оливинов и шпинелей из включений

Компоненты	Оливины				Шпинели							
	Щ-800		Щ-802к		Щ-801г		О-1091/1а		Щ-802к		5702/29	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO <sub>2</sub>	-	-	42,44	1,022	-	-	Сл.	-	Сл.	-	Сл.	-
TiO <sub>2</sub>	-	-	0,02	-	Сл.	-	0,06	0,001	0,33	0,008	0,37	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,38	0,010	10,76	0,410	21,52	0,780	11,92	0,462	10,39	0,412
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,001	Сл.	-	18,65	0,093	3,28	0,073	13,48	0,334	14,90	0,375
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	58,56	1,497	46,60	1,135	45,18	1,173	45,03	1,194
FeO	8,58	0,178	6,78	0,136	-	0,338	14,66	0,378	16,70	0,458	20,12	0,564
MnO	0,20	0,004	0,15	0,004	0,02	-	0,29	0,008	0,39	0,012	-	0,012
MgO	48,68	1,810	50,13	1,799	13,75	0,662	13,72	0,629	11,51	0,564	8,33	0,432
CaO	0,20	0,006	Сл.	-	Сл.	-	Сл.	-	0,00	-	0,00	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	0,08	0,004	-	-	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	0,09	0,003	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>f</i> <sub>общ</sub>	9,0		7,0		39,4		42,0		58,4		68,5	
<i>φ</i>					74,9		56,9		59,7		60,0	

Примечание. Щ-800 - тонкозернистые участки в перциолите; Щ-802к - апосерпентинитовый хромит-оливиновый роговик; 5702/29 - клинопироксен-оливиновый роговик (из коллекции О.Н. Волынца).

Таблица 15

Химический состав (а - вес. %, б - форм. ед.) метаморфических пироксенов включений -

Компоненты	Ортопироксены						Клинопироксены					
	Щ-802в		Щ-801г		О-1091/1а		Щ-801в		Щ-801г		Щ-802з	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO <sub>2</sub>	55,26	1,840	57,15	1,976	54,64	1,911	53,10	1,946	54,17	1,951	53,10	1,947
TiO <sub>2</sub>	Сл.	-	0,03	-	Сл.	-	Сл.	-	Сл.	-	0,10	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,19	0,048	11,54	0,062	1,77	0,074	1,28	0,055	1,69	0,071	2,34	0,104
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	0,012	0,05	0,001	1,51	0,037	0,38	0,022	0,26	0,006	0,84	0,024
FeO	6,20	0,182	5,10	0,148	4,67	0,134	2,83	0,086	2,08	0,061	2,97	0,090
MnO	0,10	0,002	0,13	0,002	0,09	0,002	0,11	0,002	0,02	-	0,17	0,004
MgO	33,57	1,752	34,33	1,769	34,36	1,791	19,57	1,070	20,91	1,122	17,21	0,937
CaO	1,82	0,068	0,21	0,008	1,66	0,061	20,41	0,801	19,67	0,758	22,25	0,872
Na <sub>2</sub> O	0,34	0,022	0,17	0,010	0,17	0,010	0,31	0,022	0,30	0,022	0,20	0,014
K <sub>2</sub> O	0,02	-	0,05	0,002	0,01	-	0,03	-	0,03	-	0,03	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,39	0,010	0,42	0,012	0,48	0,012	0,56	0,015	0,72	0,019	0,04	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	0,40	-	-	-	0,40	-	-	-	0,30	-
Σ	99,39		99,58		99,36		99,43		99,85		99,85	
f общ	10,0		7,8		9,0		9,2		5,6		10,8	
φ	14,3		16,0		9,8		16,3		19,8		0,8	

Примечание. Щ-802в - пегматоидная зональная жила в перцолите; О-1091/1а - ортопироксен-шпинелевый прожилок в перцолите; Щ-802з - тонкозернистый мономинеральный роговик из зоны дробления в перцолите. Аналитик Ж.А. Щека.

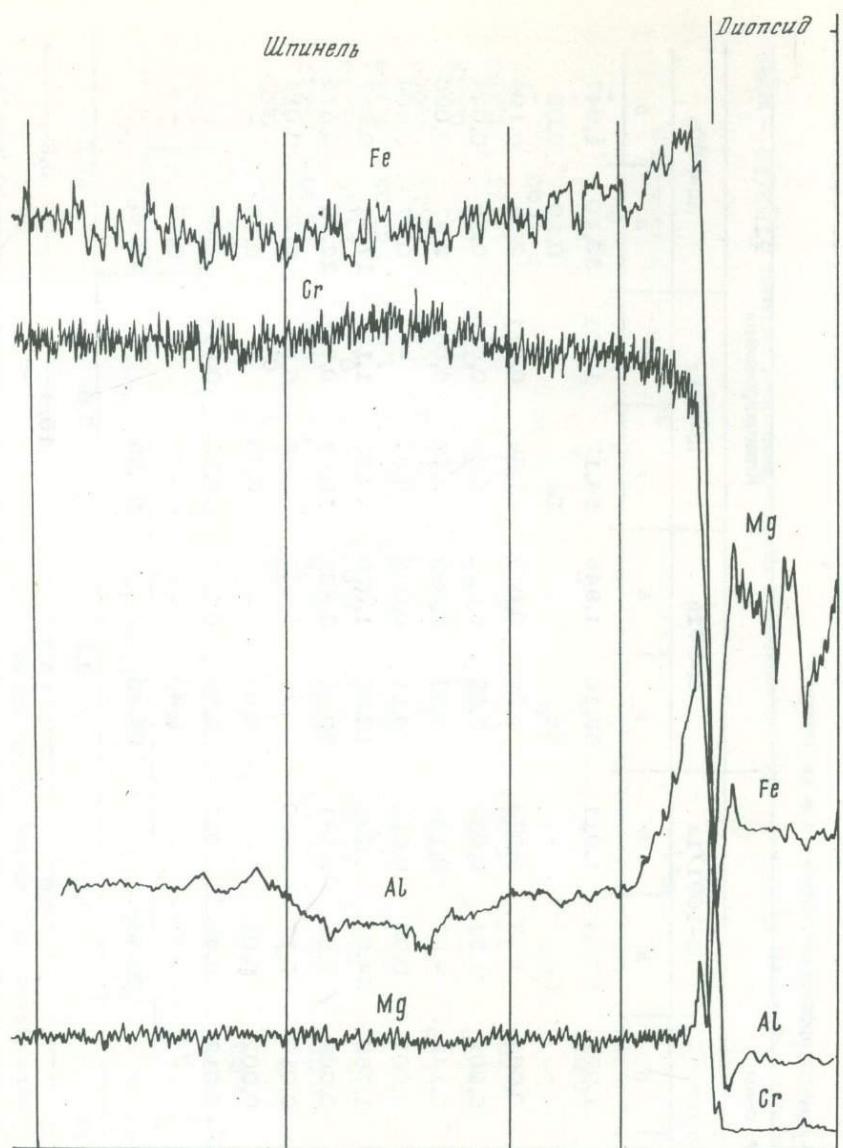


Рис. 14. Характер зональности хромшпинели от ядра зерна к контакту с диопсидом. Обр. Щ-801г

ких обломков в вязких экструзивно-некковых фациях вулканов. Эта обработка сопровождается химическими превращениями: оливин замещается тонкозернистым агрегатом магнетита и авгита или перекристаллизовывается с повышением железистости на 8–10%, на месте шпинели остаются псевдоморфозы и гнезда хромомагнетита. Отмеченные явления обычны при переработке магнезиальных пород в базальтовой магме.

Наблюдавшиеся явления метаморфизма гипербазитовых включений позволяют утверждать, что еще до попадания в базальтовую магму они подвергались дроблению с образованием открытых полостей, замещению водными минералами и пересечению прожилками габбро на небольшой глубине. В трещинах включений формировались метасоматические жилы пегматоидных пироксенов. Эти явления невозможны на глубинах мантии, но весьма характерны для гипербазитовых интрузивов. Особенности состава минералов включений вулкана Авача, законы распределения элементов в существующих минералах и наблюдавшиеся признаки метаморфизма показывают, что эти включения являются отторженцами

альпинотипных интрузивов, испытавшими перекристаллизацию во вмещающей магме. Анализируя гравитационную аномалию вулкана Авача, Ю.П. Масуренков [68] пришел к выводу о существовании на небольшой (5–7 км) глубине под вулканом ультраосновного тела. Может показаться странным то, что под рядом крупных вулканов Камчатки находятся гипербазитовые интрузии. Но если учсть, что все крупные вулканические системы (Авачинская, Ключевская, Шивелуч) наследуют древние "гипербазитовые" разломы, то это становится понятным.

Если принять интрузивы за выступы мантии, как это делают некоторые исследователи, то придется признать, что захват включений происходил не в областях генерации базальтовых расплавов, а на различных уровнях земной коры.

В заключение следует отметить, что другие варианты генезиса гипербазитовых включений представляются нереальными. Так, описанные включения не могут кристаллизоваться из вмещающей базальтовой магмы из-за различия химизма этих образований. Примеры кристаллизации высокомагнезиальных минералов из базальтовой магмы известны [69], однако образование четырехминеральных пород в этом случае допустимо аккумулятивным путем, структуры же исследованных пород совершенно иные.

Предлагаемый Б.И. Пийтом [49] вариант образования гипербазитовых оторочек при газовом метасоматозе вдоль контактовых зон базальтовых тел допускает образование одно- и двуминеральных парагенезисов (из-за подвижности большинства компонентов) с более железистыми минералами.

Полученные при изучении гипербазитовых включений Авачи результаты показывают, что исходный материал включений испытывал интенсивные превращения в верхних горизонтах земной коры. Это значительно снижает геохимическую и петрохимическую информативность включений как вещества глубинных слоев Земли.

## ABSTRACT

On the basis of a literature review, the author shows that the localisation of inclusions in the volcanic series of island arcs is mainly due to the presence of pyroclastic and crater facies in volcanic units. Inclusions of alkaline magmas contain more sodium-, silica-, and titanium-rich clinopyroxene than those of the tholeiitic series. The latter part of inclusions, studied in detail in the volcanoes of Kamchatka, shows evidence of similarity of minerals with the minerals of the Alpine type intrusions. This evidence includes traces of shattering, veinlets of gabbroids and of pyroxenes, and deserpentization. These features are accounted for by the fact that the inclusions are part of the detached mass of hyperbasite intrusives.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Волохов И.М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах – родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии. Новосибирск, "Наука", 1972.
2. Ичетовкин Н.В., Силинский А.Д., Фадеев А.П. Кайнозойские щелочные базальтоиды бассейнов рек Канчаныги и Вилиги (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). – Геол. и геофиз., 1970, № 8.
3. Гапеева Г.М. Анкараратрит-пикриты горы Медвежьей. – Материалы ВСЕГИ. Нов. сер., 1957, вып. 21.
4. Гапеева Г.М. Кимберлитоподобные породы г. Лесозаводска. – Геол. и геофиз., 1964, № 4.
5. Сахно В.Г., Денисов Е.П. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8.
6. Денисов Е.П. Некоторые особенности базальтоидов с включениями ультраосновных пород. – Геол. и геофиз., 1965, № 4.
7. De Anirudha. Discussion of the papers of session III and related topics. – Upper Mantle Symp., New Deehi, Copenhagen, Intern. Union Geol. Sci., 1965.

8. Benson W.N. The volcanic necks of Horusby and Dundas near Sydney. — J. Roy. Soc. N.S.Wales, 1910, v.44.
9. Harvey M.H., Joplin G.A. A note on some eclogite-bearing rocks from N.S.W., with special reference to an ultramafic occurrence of Murumburrah. — J. Roy. Soc. N.S.Wales, 1940, v. 74.
10. Lovering J.F. The eclogite-bearing basic igneous pipe at Ruby Hill near Bingara, New South Wales. — J. Roy. Soc. N.S.Wales, 1964, v. 97.
11. Lovering J.F., White A.I.R. Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia. — Contrib. Miner. and Petrol., 1969, v. 21, N 1.
12. Forbes R.B. Ultrabasic inclusions from basalts of the Hut Point Area, Ross Island, Antarctica. — Bull. Volcan., 1963, v. 26.
13. Forbes R.B., Ragan D.M. Mafic and ultramafic inclusions from the basalts of Hut Point Area, Ross Island, Antarctica. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1967, v.48, N 1.
14. Talbot J.L., Hobbs B.E., Wilshire H.G. Xenoliths and xenocrysts from lavas of the Kerguelen archipelago. — Amer. Miner., 1963, v.48, N 1-2.
15. Ross C.S., Foster M.D., Myers A.T. Origine of dunite and olivinerich inclusions in basaltic rocks. — Amer. Miner., 1954, v.39, N 9-10.
16. Foster H.L., Forbes R.B., Ragan D.M. Granulite and peridotite inclusions from Prindle Volcano, Yukon-Tanana Upland, Alaska. — U.S. Geol. Serv. Res. Prof. Papers, 1966, N 550B.
17. Cummings D. Mafic and ultramafic inclusions. Crater 160. San Francisco Volcanic Field, Arizona. — U.S. Geol. Serv. Res. Prof. Papers, 1972, N 800B.
18. White R.W. Ultramafic imclusions in basaltic rocks from Hawaii. — Contrib. Miner. and Petrol., 1966, v. 12, N 3.
19. Yamaguchi M. Petrogenetic significance of ultrabasic inclusions in basaltic rocks from Southwest Japan. — Mem. Fac. Sci. Kyuchu Univ. Ser. D, 1954, v. 15, N 1.
20. Кунo X. Основные и ультраосновные включения в базальтах и природа верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
21. Kuno H. Origine of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — Bull. Volcan. Ser. II, 1959, v. 20.
22. Kuno H. Mafic and ultramafic nodules from Itinome-gata, Japan. Ultramafic and related rocks. P.J. Wyllie (Ed.). 1967.
23. Kuno H., Aoki K. Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origine of basaltic magmas. — Phys. Earth and Planet. Int., 1970, v. 3.
24. Aoki K. Petrogenesis of ultrabasic and basic inclusions in alkali basalts. Iki is-
- land Japan. — Amer. Miner., 1968, v. 53, N 1-2.
25. Aoki K. Petrology of magnetite-bearing ultramafic and mafic inclusions from Iki island, Japan. — J. Jap. Assoc. Miner. and Petrol. Econ. Geol., 1970, v. 64, N 4.
26. Aoki K. Petrology of mafic inclusions from Itinome-gata, Japan. — Contrib. Miner. and Petrol., 1971, v. 30, N 4.
27. Ishibashi K. Petrochemical study of basic and ultrabasic inclusions in basaltic rocks from Northern Kyushu, Japan. — Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. Ser. D20, 1970, N 1.
28. Yoshino C. Petrofabric study of peridotite nodule from Ishinomakata, Japan. — J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C6, 1971, N 3.
29. Aoki K., Shiba I. Pyroxenes from lehrzolite nodules of Itinomegata, Japan. — Litos, 1973, v. 6, N 1.
30. Yamasaki T., Onuki H., Tiba T. Significance of hornblende gabbroic inclusions in calc-alcali rocks. — J. Jap. Assoc. Miner. and Petrol. Econ. Geol., 1966, v. 55, N 3.
31. Takeshita H., Oji Y. Hornblende gabbroic inclusions in the alcaline andesites from northern district of Nagano Prefecture, Japan. — J. Jap. Assoc. Miner. and Petrol. Econ. Geol., 1968, v. 60, N 1-2.
32. Oji Y., Takeshita H. Kaersutite inclusions in calc-alcaline andesites from North Yatsugatake volcano, Central Japan. — J. Jap. Assoc. Miner. and Petrol. Econ. Geol., 1970, v. 63, N 1.
33. Isshiki N. Petrology of plutonic cognate ejecta from Nishiyama volcano, Hachijo-jima, the Seven Izu Islands, Japan. — Jap. J. Geol. and Geogr., 1958, v. 29, N 1-3.
34. Hutton C.O. Preliminary note on the occurrence of an ultrabasic intrusion in the Livingstone Range, Western Otago. — Trans. Roy. Soc. N.Z. Geol., 1957, v. 68.
35. Brown D.A. The geology of Siberia Hill and Mt. Dasher, North Otago. — Trans. Roy. Soc. N.Z. Geol., 1955, v. 83.
36. Turner F.J. Preferred orientation of olivine crystals in peridotites, with special reference to New Zealand examples. — Trans. Roy. Soc. N.Z. Geol., 1942, v. 72.
37. Searle E.J. Petrochemistry of the Auckland basalts. — N.Z.J. Geol. and Geophys., 1960, v. 3, N 1.
38. Searle E.J. The petrology of the Auckland basalts. — N.Z.J. Geol. and Geophys., 1961, v. 4, N 2.
39. Brothers R.N. Olivine nodules from New Zealand. — Int. Geol. Congr., 21st Sess. Pt 13. Copenhagen, 1960.
40. Rodgers K.A., Brothers E.N. Olivine, pyroxene, feldspar and spinel ultramafic nodules from Auckland, New Zealand. — Miner. Mag., 1969, v. 37, N 287.
41. Dickey Jr. J.S. Eclogitic and other inclusions in the mineral breccia mem-

- ber of the Deborah volcanic formation at Kakanui, New Zealand. — Amer. Miner., 1968, v. 53, N 7–8.
42. Price R.C., Green D.H. Lherzolite nodules in a "mafic phonolite" from north-east Otago, New Zealand. — Nature, Phys. Sci., 1972, v. 235, N 59.
43. Barth T.F.W. Geology and petrology of the Pribilof islands, Alaska. — Bull. U.S. Geol. Surv., 1956, N 1028F.
44. Taylor G.C. The 1951 eruption of Mt. Lamington, Papua. — Bull. Austral. Bur. Miner. Res., 1958, N 38.
45. Yagi K. Petrochemistry of the alcalic rocks of the Ponape island Western Pacific Ocean. — Int. Geol. Congr., 21 sess. Pt 13. Copenhagen, 1960.
46. Stice G.D. Geology of the Manua group, American Samoa. — Int. Symp. Volcan. Int. Assoc. Volcan. New Zealand, 1965.
47. Lewis J.F. Petrology of the ejected plutonic blocks of the Soufrière volcano, St. Vincent, West Indies. — J. Petrol., 1973, v. 14, N 1.
48. Lewis J.F. Mineralogy of the ejected plutonic blocks of the Soufrière volcano, St. Vincent: olivine, pyroxene, amphibole and magnetite paragenesis. — Contrib. Miner. and Petrol., 1973, v. 38, N 3.
49. Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1941–1945 гг. и в прошлом. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1956, вып. 11.
50. Щека С.А., Сахно В.Г., Макарова Ж.А., Лаговская Е.А. О происхождении гипербазитовых включений в эфузивах вулканов Авачинской группы. — В кн.: Вопросы геологии, geoхимии и металлогенеза северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.
51. Щека С.А., Щека Ж.А. Новая находка хромистого амфибола. — ДАН СССР, 1973, т. 211, № 4.
52. Бакуменко И.Т., Соболев В.С. Включения в минералах гипербазитовых ксенолитов Авачинского вулкана. — ДАН СССР, 1974, т. 218, № 6.
53. White R.W. Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. — Contrib. Miner. and Petrol., 1966, v. 12, N 3.
54. Щека С.А. О явлениях метаморфизма гипербазитовых включений до попадания в базальтовую магму. — ДАН СССР, 1976, № 227, № 3.
55. Заварицкий А.Н. Вулкан Авача на Камчатке и его состояние летом 1931 г. — Труды ЦНИГРИ, 1955, вып. 35.
56. Заварицкий А.Н. Изучение вулканов Камчатки. — Труды ИГИ, 1940, вып. 53.
57. Меняйлов А.А. Вулкан Шивелуч — его геологическое строение, состав и извержения. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1955, вып. 9.
58. Маренина Т.Ю., Сирин А.Н., Тимербаева К.М. Корякский вулкан на Камчатке. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1972, вып. 22.
59. Масуренков Ю.П., Колосков А.В., Ермаков В.А. Меланократовые включения в современных вулканических Камчатки и геохимическая неоднородность областей генерации расплавов. — В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., "Наука", 1969.
60. Скрипко К.А., Гребэды Э.Н. Химический состав минералов периодитовых включений в продуктах извержения вулкана Авача. — В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., "Наука", 1969.
61. Сахно В.Г., Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Куренцова Н.А. Геохимические особенности ультраосновных включений и лав вулканов Тихоокеанского пояса и проблема их связи с верхнейmantией. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
62. Балеста С.Т., Утнасин В.А., Анюсов Г.И. Строение земной коры под вулканами в различных геоструктурных зонах по геофизическим данным. — В кн.: Геодинамика,магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
63. Щека С.А. Некоторые закономерности распределения элементов-примесей в существующих минералах базитов и гипербазитов. — В кн.: Микроэлементы в минералах. Владивосток, 1976.
64. Roedder E. Liquid CO<sub>2</sub> inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts. — Amer. Miner., 1965, v. 50, N 10.
65. Зимин С.С. Некоторые особенности состава и генезиса хромита. — Геол. и геофиз., 1965, № 4.
66. Щека С.А., Нарнов Б.А. О возможности транспортировки ультраосновных ксенолитов базальтоидными расплавами. — В кн.: Геохимия и методы исследования минерального сырья Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
67. Морковкина В.Ф., Гаврилова С.Н., Кузьмина О.В. К вопросу о гетерогенности альпинотипных гипербазитов и слагающих оливинов. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., "Наука", 1973.
68. Масуренков Ю.П. Состав и состояние вещества в магматической камере Авачинского вулкана. — В кн.: Мagma малоглубинных камер. М., "Наука", 1970.
69. Щека С.А., Куренцова Н.А., Моисеенко В.Г., Макарова Ж.А. Петро-графо-геохимические особенности гипербазитов Индийского океана в связи с проблемой мантии. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., "Наука", 1969.

А. В. КОЛОСКОВ, М. Ю. ХОТИН

## ВКЛЮЧЕНИЯ УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА В ЛАВАХ СОВРЕМЕННЫХ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ

В статье изложены результаты геологического и петрографо-минералогического изучения ультраосновных бесплагиоклазовых включений в лавах камчатских вулканов. Проведено сопоставление полученных результатов с данными по основным и ультраосновным интрузиям Камчатки, а также по вулканитам различных современных вулканов Камчатки. Авторы имели возможность ознакомиться с коллекциями ультраосновных включений и пользовались советами О.Н. Волынцева, В.А. Ермакова, И.Т. Кирсанова, А.И. Фарберова.

Специфика Курило-Камчатской зоны выражена не только в характере проявляющегося здесь вулканизма (широкое развитие андезито-базальтовых и более кислых ассоциаций), но и в особенностях пород-включений, ассоциирующих с этими вулканитами.

Места находок ультраосновных включений часто локализованы (рис. 1). Бесплагиоклазовые ультраосновные включения известны в пределах Восточного вулканического пояса — на вулканах Шивелуч, Харчинский, в Ключевской и Авачинской группах вулканов. Важно подчеркнуть, что они связаны здесь не со щелочными базальтами или родственными им породами (как это отмечено для большинства регионов), а с андезито-базальтами или андезитами, относящимися к базальт-андезито-базальтовой (базальтовой) или андезито-базальтовой (андезитовой) формациям четвертичного и современного вулканизма Камчатки [1, 2].

В амфибол- и биотитсодержащих вулканитах ультраосновные включения встречаются совместно с горнблендитами, амфиболитами, пироксен-амфиболовыми сланцами, а также амфиболовыми габброидами. Безамфиболовые вулканиты наряду с ультраосновными содержат включения безамфиболовых габброидов и гранулитов.

Очень специфичны включения Курильского региона [3], вулканогенные образования которого в целом относятся к андезитовой формации. Наиболее распространены здесь включения габброидов, амфиболитов и различных сланцев. Ультраосновные бесплагиоклазовые включения крайне редки, хотя встречаются плагиоклазсодержащие пироксениты и оливин-анортозитовые породы типа алливаллитов.

В распространенности различных типов включений бесплагиоклазовых гипербазитов в пределах Курило-Камчатской зоны наблюдается определенная упорядоченность. С одной стороны, состав включений прямо коррелирует с составом продуктов вулканической деятельности. С другой стороны, в типе включений отражен характер кристаллического субстрата, предполагаемый для того или иного района вулканизма.

Включения в пределах каждого вулканического комплекса концентрируются в породах только определенного генезиса. На вулкане Шивелуч они изобилуют, например, в грубообломочной андезитовой и андезито-базальтовой (взрывной) пирокластике, реже — в пемзах взрыва 1964 г., встречаются также в обломочных породах экструзивной мантии. В единичных случаях включения обнаружены в отдельных лавовых потоках или дайках.

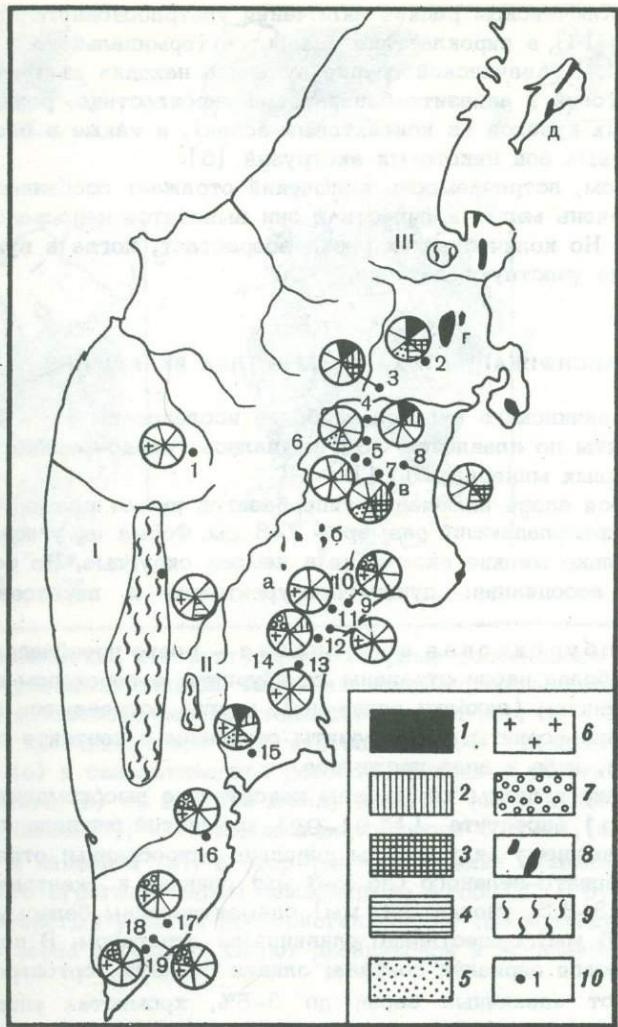


Рис. 1. Схема распространения главных типов включений в лавах современных вулканов Камчатки

Состав включений: 1 - гипербазиты, 2 - габброиды (безамфиболовые), 3 - амфиболовые габброиды, 4 - основные кристаллические сланцы (гранулиты), 5 - амфиболиты и амфиболовые кристаллические сланцы, 6 - гранитоиды, 7 - алливалиты; 8 - интрузии альпинотипных гипербазитов Восточной Камчатки: а - Урц, б - гора Полутная, в - р. Адриановка, г - Кумроч, д - о-в Карагинский; 9 - массивы кристаллических пород: I - Срединный, II - Ганальский, III - Хавывенская возвышенность. 10 - вулканы с находками включений, в скобках - преобладающий тип пород: 1 - Ичинский (дациты), 2 - Шивелуч (андезиты), 3 - Харчинский (базальты), 4 - Ключевской (базальты), 5 - Бе-зымянинский (андезиты), 6 - Толбачик (базальты), 7 - Удины сопки (андезиты), 8 - Шиш, Успенский (андезиты), 9 - Кихпинич (базальты-дациты), 10 - Хангар (дациты), 11 - Узон (дациты), 12 - Большой Семячик (базальты-дациты), 13 - Малый Семячик (базальты-дациты), 14 - Карымский (андезиты), 15 - Авача (андезиты), 16 - Мутновский (базальты-дациты), 17 - Ксудач (базальты-дациты), 18 - Желтовский (базальты-дациты), 19 - Ильинский (базальты-дациты)

На вулкане Ключевском редкие включения ультраосновного состава отмечены Б.И. Пийпом [4] в пирокластике базальтов терминального и эксцентрического извержений. В Авачинской группе вулканов находки включений наиболее часты в андезитовой и андезито-базальтовой пирокластике, реже — в андезитах экструзивных куполов (в контактовых зонах), а также в базальтовой пирокластике краевых зон некоторых экструзий [5].

Таким образом, встречаемость включений отражает особенности их транспортировки. В очень малых количествах они выносятся непосредственно лавовыми потоками. Но количество их резко возрастает, когда в вулканическом процессе активно участвуют летучие.

## КЛАССИФИКАЦИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ВКЛЮЧЕНИЙ

Включения Авачинского вулкана наиболее исследованы [5–7]: проводились эксперименты по плавлению [8], изучались газово-жидкие включения [9, 10], состав рудных минералов [11].

Встречающиеся здесь включения гипербазитов имеют размер от нескольких до 15–40 см, преобладающий размер — 7–8 см. Форма их угловатая, нередко "брюсчатая", только мелкие включения в пемзах округлые. По составу можно выделить две ассоциации: дунит-гарцбургитовую и пироксенит-кортландитовую.

Дунит-гарцбургитовая ассоциация — резко преобладающий (80–90%) тип пород. Наиболее распространены гарцбургиты с переходом к энстатитовым оливинитам и дунитам (находки единичны), иногда встречаются лерцолиты, вестериты и ортопироксениты. Пироксениты отмечены в контакте с гарцбургитами или оливинитами, либо в виде прожилков.

Для ассоциации в целом характерны присутствие высокомагнезиального оливина ( $Fo_{88-91}$ ), энстатита ( $En_{91-92}$ ), хромистой шпинели и слабая амфибилизация. По внешнему виду породы довольно однообразны: отдельные крупные кристаллы голубовато-зеленого (до 2–3 мм) оливина и желтовато-зеленого ортопироксена (3–3,5, иногда 5–6 мм) скементированы белесым мелкозернистым (0,15–0,25 мм) существенно оливиновым агрегатом. В породах этой группы наблюдаются вариации состава: оливин 60–80%, ортопироксен 20–30%, клинопироксен от единичных зерен до 3–5%, хромистая шпинель 1–2%; присутствует также амфибол от единичных зерен до 10%, но не во всех образцах.

Характерны следы катаклаза и перекристаллизация. Крупные кристаллы оливина нередко сдвойникованы, со спайностью и мозаичным угасанием. Иногда порода имеет линзовидно-полосчатое строение из-за вытянутости и неравномерного распределения перекристаллизованных зерен и агрегатов оливина и ортопироксена. Часты трещины, по которым локально развивается мелкозернистый агрегат оливина и ортопироксена. Встречено несколько включений полностью перекристаллизованных мелкозернистых гарцбургитов с гнейсовой текстурой, которая подчеркивается причудливо изогнутыми полосами и линзами энстатитового состава.

На контакте с вмещающими вулканитами гарцбургиты содержат черную краевую оторочку размером до 3–4 мм. Обычно эта оторочка сложена обыкновенной роговой обманкой, плеохроирующей в желтовато-зеленоватых тонах (слабо окрашена), реже наблюдаются каемки ортопироксена. Однако в нескольких случаях отмечена оторочка более сложного состава (рис. 2, V). Представлена она зеленым (в шлихе) клинопироксеном и желтоватым оливином ( $Fo_{70-80}$ ).

Содержание последнего уменьшается от 20 до 5% при удалении от контакта с гарцбургитом. Соответственно изменяются и размеры зерен минералов: оливина от 1–1,6 до 0,4–0,5 мм, клинопироксена от 0,3–0,4 до 0,8/1,2 и в единичных кристаллах до 5–7 мм. Граница с гарцбургитом резкая, без видимых изменений, за исключением некоторого пожелтения оливина в краевых зер-

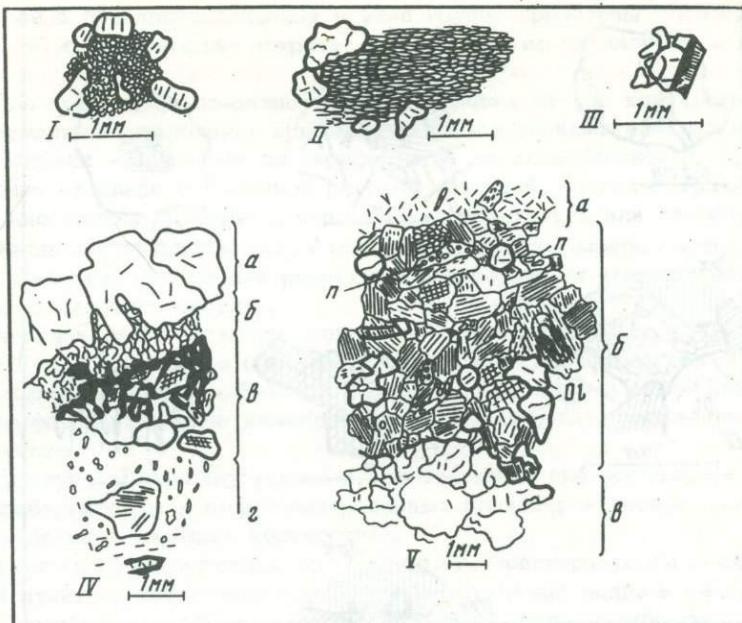


Рис. 2. Минералогические и структурно-текстурные особенности включений

I – крупные кристаллы оливина окружены мелкозернистым агрегатом того же состава; II – интенсивно перекристаллизованный дунит; III – следы зонального строения в сдвойникованном агрегате оливина; IV – оторочка ромбического пироксена (б) и базальтической роговой обманки с участками обильного выделения магнетита (в) на границе между дунитом (а) и андезито-базальтом (г) (вулкан Шивелуч); V – оторочка верлитового состава (б) на границе гарцибургита (в) и андезита (а), в оторочке – скопление оливина (Ol) среди клинопироксенового агрегата, видны пемзовый зонки (п) с бурым стеклом, а также мелкозернистый участок перекристаллизации (на контакте с андезитом), некоторые зерна пироксена имеют двойниковое и зональное строение (вулкан Авача)

нах гарцибургита. Внутри оторочки есть участки перекристаллизации (см. рис. 2, V), представленные мелкозернистым оливин-пироксеновым агрегатом, а также небольшие, очень пористые зонки пемзового облика с пленками и нитевидными выделениями буроватого стекла (рис. 3, IV). В стекле иногда встречаются микролиты плагиоклаза и зеленой роговой обманки. Границы этих зонок с вмещающей породой резкие, без предварительной перекристаллизации последней.

Участки стекла наблюдались также в одном из образцов гарцибургита на краю включения (см. рис. 3, II). Округлые, по-видимому перекристаллизованные, зерна оливина окружены пленкой буроватого слабо окрашенного стекла с высоким показателем преломления.

Нередко фиксируются такие взаимоотношения с вмещающими включения вулканитами, когда краевая оторочка срезается контактом с вулканитом (особенно часто с пемзовыми андезитами). Иногда краевая оторочка несет следы динамометаморфизма (с зеркалами скольжения), проявившегося ранее, чем включение вместе с оторочкой попало в содержащую его породу. Сами гарцибургиты включений содержат иногда прожилки ортопироксена, клинопироксена и амфибала либо только амфибала, причем последние являются самыми поздними, но и они обрываются на контакте с вмещающими пемзовыми андезитами или андезито-базальтами.

Пироксенит-кордиландитовая ассоциация – постоянно встречающийся, но сравнительно малочисленный тип включений. Наиболее обычны амфиболово-

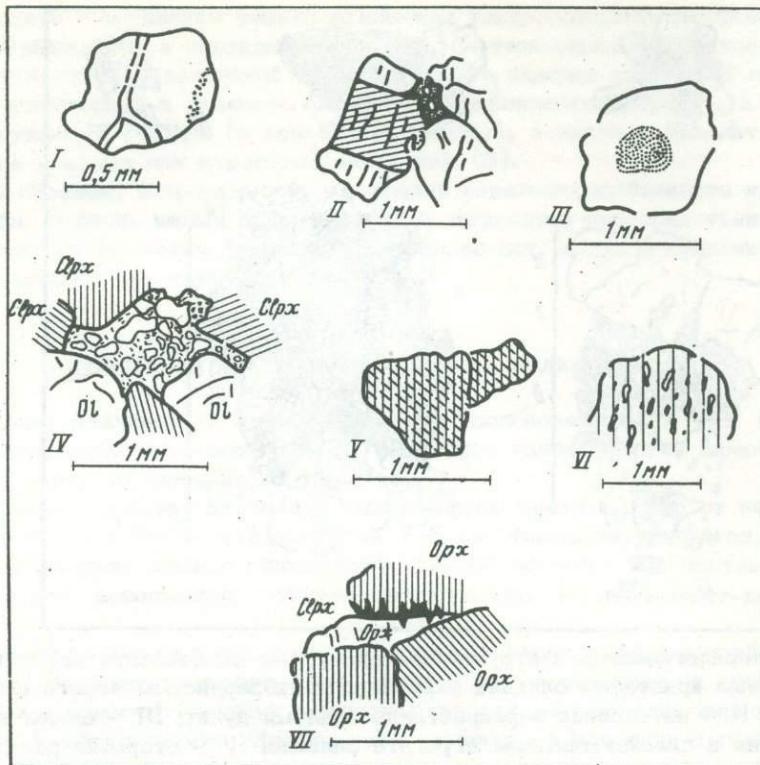


Рис. 3. Минералогические и структурно-текстурные особенности включений  
 I - кристалл оливина со следами "десерпентинизации"; II - участок перекристаллизованного дунита с пленкой буроватого стекла, видны "новообразованные" зерна округлой формы, в одном из кристаллов проявлены спайность и двойникование; III - следы зонального строения зерна оливина (в центре - сольв магнетита); IV - фрагмент пемзовидной зонки верлитовой оторочки (см. рис. 2, V); V-VI - пластинчатые и веретенообразные выделения клинопироксена в энстатите; VII - выделение клинопироксена в энстатите "стиллолитообразной" формы. Ol - оливин, Clpx - клинопироксен, Opx - ортопироксен

вые верлиты или кортландиты. С уменьшением количества оливина наблюдаются переходы к амфиболовым клинопироксенитам (но находки их единичны). Верлиты (с переходом к клинопироксенитам) отмечены также как краевые оторочки вокруг гарцбургитовых включений. С возрастанием количества амфибала наблюдаются все переходы к горнблендитам. Неоднократно фиксируются включения горнблендитов с реликтовыми зернами клинопироксена и оливина, а также оливин-амфиболовые срастания размером до 3-4 см в андезито-базальтах, в которых сравнительно железистый оливин ( $Fo_{77-78}$ ) выглядит так же "свежо", как и амфибол.

В целом ассоциация характеризуется наличием сравнительно железистого оливина ( $Fo_{78-87}$ ), обилием клинопироксена, исчезающее малым содержанием ортопироксена, широким развитием амфибала, в качестве акцессорного минерала присутствует магнетит. Внешний облик включений также достаточно специфичен: на темно-зеленом (почти черном) фоне пироксен-амфиболовой массы четко выделяются скопления желтого оливина. Колебания минерального состава значительны: оливин от 5-7 до 30-35%, клинопироксен от 30 до 80%, амфибол от 5-7 до 50-60%; в некоторых образцах встречается до 3-5% ортопироксена. При этом размер зерен оливина доходит до 1,5-2,5 мм (в среднем 0,4-0,5 мм), клинопироксена - до 4-5 мм (в среднем 0,5-1 мм), амфибала - 5-6 мм (в среднем 0,8-1,0 мм).

Катализ и перекристаллизация в этой группе проявлены слабее, чем в гарцбургитах, но также нередко встречаются оливины со спайностью и двойниками.

Амфибол ведет себя по-разному в зависимости от его количества: при малых содержаниях — заполняет промежутки между зернами оливина и пироксена, при больших — замещает по периферии зерна клинопироксена. Представлен обычно зеленой слабо окрашенной роговой обманкой, иногда встречается бесцветный многоклинный амфибол типа куммингтонита (?) или паргасита (?).

Включения кортландитов также содержат краевую амфиболовую оторочку шириной до 3–4 мм. Иногда они рассекаются прожилками амфиболового или плагиоклаз-амфиболового состава.

Включения вулкана Шивелуч специально ранее не изучались [12]. Размер включений ультраосновного состава колеблется от нескольких до 15–18 см, преобладающая величина — 5–7 см. Наименее измененные включения имеют угловатую форму, наиболее измененные — уплощенную со сглаженными углами, либо округлую.

На Шивелуче по составу также можно выделить две ассоциации включений: дунит-гарцбургитовую и амфиболизированных клинопироксенов-верлитов. Вторая встречается в меньших количествах.

Дунит-гарцбургитовая ассоциация характеризуется резким преобладанием дунитов, собственно гарцбургиты встречены всего в нескольких образцах. Дуниты — это обычно зернистые породы, белесы либо со слабым зеленоватым оттенком. Образованы срастанием изометричных зерен оливина размером в среднем 1–1,5 мм, с редкими выделениями шпинели. Включения гарцбургитов по внешнему облику аналогичны авачинским. Они содержат оливин (60–70%), ортопироксен (20–30%), клинопироксен (до 5%) и амфибол (до 5–7%).

Как правило, все дунитовые и гарцбургитовые включения несут следы динамометаморфизма и перекристаллизации и имеют резко выраженное неравномерно-зернистое строение. Обычно отдельные, вытянутые в одном направлении, крупные (6–7 × 3–4 мм) кристаллы оливина со спайностью и двойниковым строением цементируются более мелкими (0,8–1,2 мм) "свежего" облика зернами этого минерала. Спайность в крупных выделениях грубая, в одном направлении, появление ее нередко сопровождается пятнистым, "мозаичным" угластием кристаллов. Двойникование также грубое — в виде трех-четырех неодинаково гаснущих полос в кристалле с четкими прямолинейными границами.

Перекристаллизация (грануляция) пород выражена появлением мелкозернистого существенно оливинового, иногда оливин-амфибол-дупироксенового агрегата. В одних образцах мелкозернистый оливин присутствует локально по границе крупных кристаллов оливина или в виде отдельных пятен в породе (см. рис. 2, III). Другие образцы почти нацело перекристаллизованы, и порода напоминает "гранулит" с линзовидной или веретенообразно ориентированной формой зерен (см. рис. 2, II). Между первыми и вторыми наблюдаются все постепенные переходы.

Для дунитов Шивелуча характерны перекристаллизация и метасоматическая переработка. В одних образцах она проявлена слабо и выражена проявлением ромбического пироксена по трещинам в зонах перекристаллизации. В других образцах наблюдается густая сеть трещин с характерным зональным строением их заполнителя. При этом обычно выделяются две зоны: центральная, выполненная бурой (базальтической) роговой обманкой, иногда совместно с флогопитом, и краевая (по контакту с дунитом), представленная короткостолбчатым агрегатом ромбического пироксена, обычно ориентированным перпендикулярно стенкам трещины. В центральных частях наиболее крупных прожилков (ширина около 3–4 мм) появляется совместно с бурой роговой обманкой и ортопироксеном плагиоклаз (№ 51–62 по низкотемпературной кривой), т.е. это типично норитовая ассоциация. В некоторых образцах включений реликты неизмененной породы (дунит, гарцбургит) сохраняются только в центральных частях включений. Конечная стадия такой метасоматической переработки и перекрис-

таллизации — вероятно, метаморфические породы, состоящие из мелкозернистого оливинового агрегата, ромбического пироксена, бесцветного моноклинного амфиболя (парагасита или куммингтонита) и перекристаллизованной шпинели. Иногда присутствуют и такие низкотемпературные минералы, как актинолит и антофиллит, которые являются, по видимому, более поздними образованиями. Эти метаморфические породы также нередко встречаются в выбросах вулкана Шивелуч.

На контакте с вмещающей лавой включения дунитов содержат черную краевую оторочку размером от долей до 3–4 мм. Во всех случаях эта оторочка имеет две зоны: внутреннюю (по отношению к включению) — короткопризматические кристаллы ромбического пироксена (в виде своеобразной коронитовой оболочки) и внешнюю — кристаллы интенсивно опацитизированной бурой роговой обманки и выделения магнетита (см. рис. 2, IV). Любопытно, что зональное строение сохраняется даже в самых тонких оторочках. Например, в оторочке в 0,2 мм внешняя зона имеет ширину 0,16 мм, внутренняя — 0,04 мм. Такое коронарное, иногда грубоволокнистое строение агрегата ортопироксена вызвано, возможно, тем, что он развился по ромбическому амфиболу-антофиллиту, первоначально заместившему по периферии включения дунита. Это подчеркивают тонкопластичные выделения этого амфиболя, встречающиеся среди агрегатов ортопироксена. Итак, по составу и характеру зональности краевые оторочки очень сходны с вышеописанными прожилками во включениях.

Ассоциация амфиболизированных клинопироксенитов-верлитов отличается преобладанием пироксенитов. Это крупнокристаллические породы светло-либо буровато-зеленого цвета, состоят из кристаллов клинопироксена размером около  $5-6 \times 2-3$  мм, иногда до 1,5–2 см, и редких зерен оливина размером до 1–2 мм.

Для пироксенитов характерна локальная перекристаллизация, выраженная образованием в породе в виде отдельных пятен и полос мелкозернистого (роговикового облика) агрегата зерен оливина, клинопироксена, ромбического и моноклинного амфиболя, иногда плагиоклаза. Кристаллы пироксена при этом по периферии и пятнами по всему индивидууму замещаются зеленоватым слабо окрашенным амфиболовым (по-видимому, обычновенной роговой обманкой). Иногда в этих зонах перекристаллизации присутствуют более крупные (до 1–1,5 мм), вытянутые вдоль зоны зерна оливина (порфиробласти?), окруженные мелкими зернами. В некоторых включениях клинопироксен интенсивно замещается бурой роговой обманкой.

Встречено также несколько обломков верлита с полосами существенно оливинового состава. Верлит мелкозернистый (0,4–0,6 мм), содержит оливин (около 60%) и клинопироксен (40%). Оливиновые полосы более зернистые, крупные ( $6,5-7 \times 3-4$  мм) вытянутые кристаллы оливина со спайностью цементируются более мелкими (0,8–1,2 мм); встречаются здесь и крупные (до 1 мм) отдельные кристаллы клинопироксена.

На Ключевском вулкане ультраосновные включения встречаются сравнительно редко, но они интересны по своему расположению в вулканитах, практически лишенных амфиболя и относящихся к базальтовой формации.

Включения здесь мелкие, обычно не более 2–3 см, форма слаженно-угловатая. Представлены дунитами, гардбургитами, иногда пироксенитами. Характерны катаклаз и значительная перекристаллизация (пятна либо линейные зоны в породе), выраженная образованием мелкозернистого существенно оливинового (иногда с ромбическим пироксеном) агрегата. В зернах оливина нередко проявляются спайность или двойникование в виде частых тонких полос. Встречено несколько полностью перекристаллизованных включений. Они сложены мелкозернистой оливин (40–50%)—ортопироксеновой (50–60%) массой с пойкилитовыми прорастаниями. Отмечены трещинки, заполненные буроватым стеклом с частыми микролитами плагиоклаза (№ 75 по низкотемпературной кривой). Краевых оторочек — таких, как в авачинских и шивелучских включениях, — здесь нет. Характерно наличие своеобразных оболочек [4] в

виде пленок "свежего" блестящего черного стекла (по типу зоны закалки). По краям включений наблюдается узкая, не более 1-1,5 мм, зона обогащения магнетитом в виде отдельных выделений и в виде тонкой пыли в зернах оливина и ортопироксена.

Пироксениты представлены зеленоватым (в образце) клинопироксеном с небольшой примесью плагиоклаза. Как правило, они также несут следы катаклаза и перекристаллизации. Совместно с ними в базальтах обычно присутствуют крупные (до 5-8 мм) кристаллы клинопироксена, аналогичного тому, который встречается в пироксенитах.

На других вулканах Камчатки ультраосновные включения довольно редки. Так, на Харчинском вулкане в экструзивных биотит-амфиболовых базальтах встречены включения кортландитов, содержащих оливин (до 5-7%), клинопироксен (20-30%) и буро-рогою обманку (до 65-70%). На вулкане Безымянном включения кортландитов в роговообманковых андезитах купола Экспедиции содержат единичные зерна плагиоклаза, ромбический и моноклинный пироксен и зеленую роговую обманку (до 50%). Очень характерны червеобразные выделения шпинели в виде симплектитовых срастаний с клинопироксеном.

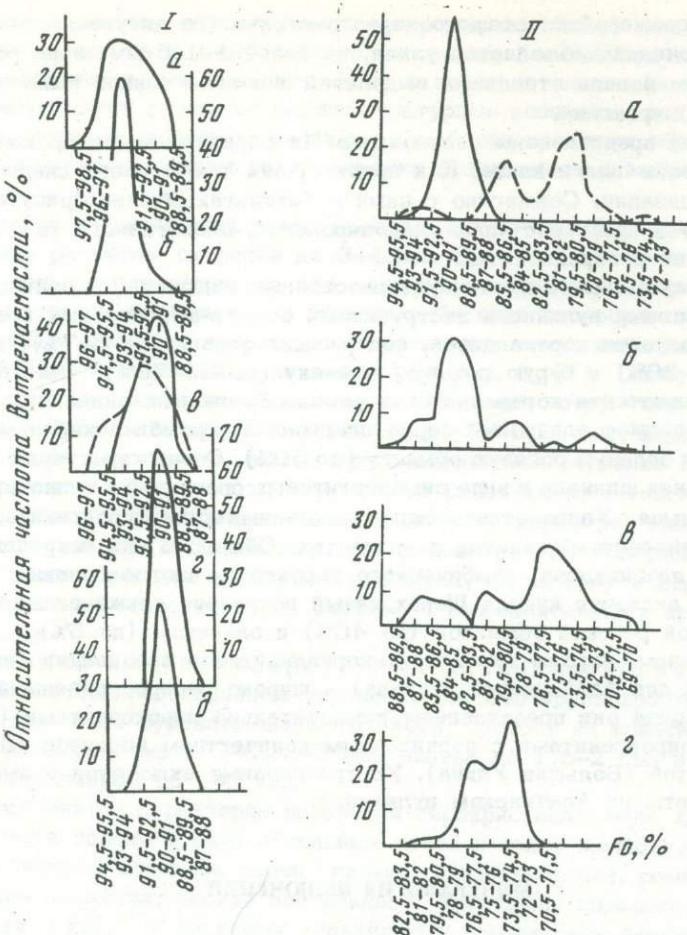
Вулкан Большая Удина отличается включениями клинопироксенитов в безамфиболовых андезито-базальтах и андезитах. Обычно в них встречаются единичные зерна плагиоклаза, ромбического пироксена, иногда оливина. В роговообманковом андезите купола Шероховатый встречено также включение кортландита с бурой роговой обманкой (до 40%) и оливином (до 5%).

Таким образом, породы пироксенит-кортландитовой ассоциации (подробно рассмотренной для Авачинского вулкана) - широко распространенный тип включений. Иногда они представлены исключительно пироксенитами (Ключевской вулкан), пироксенитами с подчиненным количеством верлитов (Шивелуч) или кортландитами (Большая Удина). Ультраосновные включения с амфиболом наиболее развиты на Авачинском вулкане.

## МИНЕРАЛОГИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ

Оливин. При изучении этого минерала была использована методика массового определения его составов с построением вариационных кривых для различных типов пород. Составы оливина определялись оптиическим методом путем измерения его показателя преломления  $Ng$  в иммерсионных жидкостях на приборе ППМ-1 (по методике В.Г. Фекличева). По результатам замеров для химически анализированных образцов был построен график зависимости  $Ng-Fo$ , который затем использовался для массовых определений составов этого минерала. Многие крупные зерна измерялись дважды (рис. 4, 5): сначала зерно в целом (для определения состава краевой зоны), затем оно раскалывалось и извлекались центральные сколки, которые также измерялись (для определения составов ядра кристалла).

Наиболее полно охарактеризован ряд пород и включений Авачинского вулкана (см. рис. 4, II, а, г). На графике распределения составов оливинов из включений выделяются три четко выраженных максимума. Первый ( $Fo_{91,5-89,5}$ ), соответствующий дунит-гарцбургитовой ассоциации, в общем, не имеет аналогов среди оливинов вулкаников Авачи (хотя небольшое количество генераций такого магнезиального состава отмечено в ядрах зональных кристаллов из базальтов). Однако он хорошо коррелируется с максимумами составов оливинов интрузивных дунит-гарцбургитовых ассоциаций Восточной Камчатки. Совпадение тут полное не только по положению в значениях  $Fo$ , но и по рисовке узкого резко очерченного пика. Второй ( $Fo_{87-85}$ ) и третий ( $Fo_{82,5-79}$ ) максимумы составов оливинов из включений пироксенит-кортландитового ряда не имеют аналогов в интрузивных породах, как в дунит-гарцбургитовой (см. рис. 4, I, в-д), так и в близкой по составу к включениям пироксенит-верлитовой ассоциации (см. рис. 4, I, б). В целом же состав оливинов из включений пироксенит-кортландитового ряда такой же, как в вулканитах. Особенно показательно сходство максимума со значениями  $Fo_{87-85}$ , который чрезвы-



чайно характерен для базальтов и андезито-базальтов Авачинского вулкана. Переход от базальтов к андезитам этого вулкана связан с последовательным развертыванием максимума составов оливинов в диапазоне  $Fo_{72-78}$ . Но эти генерации наиболее железистых оливинов встречаются во включениях пироксенит-кортландитовой ассоциации.

Хотя кривые, отражающие распределение составов оливинов обеих ассоциаций включений, достаточно индивидуализированы, наблюдается их перекрытие в области  $Fo_{87-94}$  (см. рис. 4, II). Это перекрытие вызвано неравновесным зональным составом многих зерен оливинов из включений. В оливинах пироксенит-кортландитовой ассоциации обычна прямая зональность: ядра имеют более магнезиальный состав, чем краевые зоны (различие иногда в 10%  $Fo$ ). Генерации этих ядер как раз попадают в зону перекрытия. В оливинах дунит-гарцбургитовой ассоциации часто встречается обратная зональность: в некоторых наиболее крупных кристаллах ядра оказываются более железистыми, чем краевые зоны (на 2-3%  $Fo$ , что превышает двойную точность измерения). Зональность эта отмечается не только по разности составов зон, но иногда наблюдается для отдельных зерен в шлифах по концентрическому расположению микротрещин (см. рис. 2, III) или по локальному скоплению мельчайших выделений магнетита (см. рис. 3, III). Более железистые ядра неко-

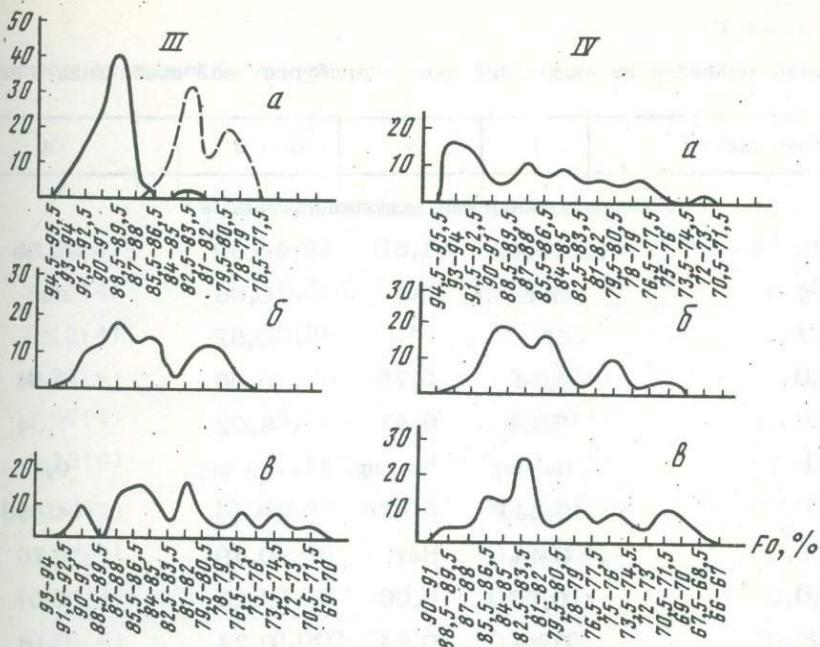


Рис. 4. Составы оливинов из различных типов магматических пород и включений Камчатки

I - геосинклинальные вулканиты и альпинотипные гипербазиты: а - меймечты, пироксениты (142 замера), б - пироксениты, верлиты (Уру, 27 замеров), в - дуниты (гора Попутная, 54 замера, сплошная линия); г - гарцбургиты, дуниты (Кумроч, 28 замеров), д - гарцбургиты (о-в Карагинский, 54 замера). II - Авачинский вулкан: а - включения дунит-гарцбургитовой (139 замеров, сплошная линия) и пироксенит-верлитовой ассоциаций (88 замеров, пунктирная линия), б - базальты (64 замера), в - андезито-базальты (52 замера), г - андезитовые пемзы (33 замера). III - вулкан Шивелуч: а - включения дунит-гарцбургитовой (75 замеров, сплошная линия) и пироксенит-верлитовой ассоциаций (35 замеров, пунктирная линия), б - базальты (73 замера), в - андезито-базальты (43 замера). IV - Вулкан Ключевской: а - включения дунит-гарцбургитовой ассоциации (65 замеров), б - высокомагнезиальные базальты (56 замеров), в - высокоглиноземистые базальты (84 замера)

торых зерен оливинов гарцбургитов создают некоторую правостороннюю асимметрию первого максимума (см. рис. 4, II, а).

Графики распределения составов оливинов во включениях вулкана Шивелуч также характеризуются тремя максимумами (см. рис. 4, III, а). Первый максимум ( $Fo_{93-88}$ ), отвечающий оливинам дунит-гарцбургитовой ассоциации, шире авачинского и смещен в сторону меньших значений  $Fo$ . В своей более магнезиальной части он совпадает с максимумами составов оливинов интрузивных гипербазитов, а в более железистой – с составами наиболее магнезиальных оливинов – базальтов и андезито-базальтов Шивелуча. Второй ( $Fo_{82,5-83,5}$ ) и третий ( $Fo_{79,5-80,5}$ ) максимумы, отвечающие оливинам верлитов и пироксенитов (см. рис. 4, III, а), в отличие от максимумов соответствующих типов пород Авачи, сближены между собой. По-видимому, их нужно рассматривать как единую область с наиболее часто встречающимися значениями  $Fo$  78–85%. Область подобных значений повторяется для

Рис. 5. Изменение состава оливина по разрезу  
1 - андезито-базальт; 2 - краевая оточка верлитового состава; 3 - включение гарцбургита

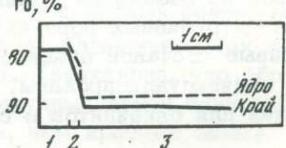


Таблица 1

Составы оливинов из включений дунит-гарцбургитовой ассоциации в лавах

Компоненты	1	2	3	4
Химический состав включений, вес. %				
SiO <sub>2</sub>	40,62	41,60	40,52	40,98
TiO <sub>2</sub>	Нет	Нет	0,08	Нет
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	"	"	0,52	"
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,34	0,75	0,05	0,34
FeO	9,14	6,47	8,02	7,04
MnO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,13
MgO	49,311	50,76	49,44	49,96
CaO	0,44	Нет	0,49	0,75
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,06	0,19	0,07
K <sub>2</sub> O	0,24	0,24	0,24	0,18
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Нет	Нет		0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	"	"	} 0,31	Нет
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,07	0,13	0,08
Σ	100,22	99,95	99,99	99,63
Количество ионов в пересчете на 4 (0)				
Si	0,994	1,006	0,992	1,001
Al	-	-	0,015	-
Ti	-	-	0,001	-
Fe <sup>+3</sup>	0,006	0,014	0,001	0,006
Mg	1,799	1,830	1,804	1,818
Fe <sup>+2</sup>	0,181	0,131	0,164	0,144
Mn	-	-	-	0,003
Ca	0,011	-	0,013	0,020
$\frac{Mg \cdot 100}{Fe^{+3} + Fe^{+2} + Mg}$	90,6	92,6	91,6	92,4

Примечание. Вулкан Шивелуч, образцы дунитов: 1 - 5734/2, 2 - 5734/10, 3 - 5702/49, с "черным" оливином, 4 - 8005/10, интенсивно перекристаллизованный; 5 - средний состав по вулкану Шивелуч; 6 - средний состав в дунит-гарцбургитовой ассоциации по вулкану Авача (использованы опубликованные материалы [5] и данные из статьи С.А. Щеки в наст. сб.); 7-

оливинов из базальтов и андезито-базальтов Шивелуча и полностью отсутствует в интрузивных породах.

Кривые составов оливинов обеих групп включений Шивелуча (см. рис. 4, III а) четко индивидуализированы, перекрытия практически нет. Появление единичных значений для оливинитов в области  $Fo_{82,5-83,5}$  связано с участком пере-

## современных вулканов Камчатки

	5	6	7	8
Химический состав включений, вес. %				
SiO <sub>2</sub>	40,92(4)	40,84	40,75(5)	39,50
TiO <sub>2</sub>	0,02(4)	0,007	Нет (5)	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13(4)	0,36	" (5)	0,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37(4)	0,66	0,50(5)	0,01
FeO	7,67(4)	8,71	8,01(5)	16,96
MnO	0,13(4)	0,16	0,11(5)	0,25
MgO	49,29(7)	48,43	49,82(10)	40,98
CaO	0,37(7)	0,46	0,35(10)	0,61
Na <sub>2</sub> O	0,10(4)	0,05	0,16(5)	0,01
K <sub>2</sub> O	0,22(4)	0,007	0,14(5)	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Нет	Нет	Нет	0,50
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	"	"	"	Не опр.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09(4)	"	0,15(3)	Нет
Σ	99,32	99,68	99,99	99,60
Количество ионов в пересчете на 4 (0)				
Si	1,004	1,001	0,996	1,013
Al	0,04	0,010	-	0,012
Ti	-	-	-	0,001
Fe <sup>+3</sup>	0,007	0,012	0,009	-
Mg	1,802	1,769	1,814	1,567
Fe <sup>+2</sup>	0,157	0,178	0,164	0,364
Mn	0,003	0,003	0,002	0,005
Ca	0,009	0,012	0,009	0,017
$\frac{Mg \cdot 100}{Fe^{+3} + Fe^{+2} + Mg}$	91,6	90,3	91,3	81,1

средний состав оливинов из альпинотипных гарцбургитов Восточной Камчатки (в скобках - число определений); 8 - оливин-амфиболовая сегрегация в дайке базальтов вулкана Шивелуч (использованы неопубликованные анализы из коллекций О.Н. Волынца и А.В. Колоскова и опубликованные материалы [1-4, 7]). Аналитики Т.В. Долгова (ИВ ДВНЦ АН СССР) и Ж.А. Щека (ДВГИ ДВНЦ АН СССР).

криSTALLизации (грануляции), а в области  $Fo_{87-88}$  - с ядрами зональных кристаллов в гарцбургитах (в этом типе включений на Шивелуче - так же, как и на Аваче, - проявленна обратная зональность). Характерно, что обратная зональность отмечается также для некоторых крупных зерен оливинов из пироксенитов (ядра на 2-3%  $Fo$  более желёзистые, чем краевые зоны).

Таблица 2

Состав оливинов из включений дунит-гарцбургитовой ассоциации в лавах современных вулканов Камчатки (частные анализы), вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6
FeO	11,65	8,02	9,40	10,40	10,28	10,28
MnO	0,14	0,13	0,14	0,13	0,12	0,12
MgO	48,51	48,02	46,74	49,03	47,24	49,77
CaO	0,29	0,34	0,48	0,31	0,46	0,46
MgO·100	89,2	92,2	90,8	90,3	90,2	90,7
Fe+Mg						

Примечание. Вулкан Шивелуч, образцы дунитов: 1 - 5734/2, 2 - 5734/10, 3 - 5702/47, с "черным" оливином, 4 - 5732/6; вулкан Авача, образцы энстатитовых дунитов: 5 - АВ-I, 6 - А-I. Все образцы - из коллекции О.Н. Волынца. Анализы выполнены в Лаборатории ГЕОХИ СО АН СССР атомно-абсорбционным методом, аналитик В.М. Новиков.

Кривая распределения составов оливинов включений Ключевского вулкана наименее выразительна (см. рис. 4, IV, а). Здесь выделяется сравнительно небольшой максимум резко магнезиальных оливинов из наименее перекристаллизованных дунитов. На Шивелуче таких генераций этого минерала очень мало, на Аваче они практически отсутствуют. Такие магнезиальные оливины встречены только в лавах ультраосновного состава (см. рис. 4, I, а), а также в наименее глубинных интрузиях гипербазитов (см. рис. 4, I, б, в). Остальная часть кривой распределения составов (см. рис. 4, IV, а) имеет характер слабо волнистой, постепенно спадающей в сторону меньших значений  $Fo$  линии. Она отражает состав оливинов глубоко перекристаллизованных оливинитов и гарцбургитов (чем сильнее перекристаллизация, тем более железистый состав оливинов). При этом интервал наблюдаемых значений составов этого минерала во включениях ( $Fo_{70,5-89,5}$ ) и в базальтах Ключевского вулкана (как в магнезиальных, так и в глиноzemистых) совпадает. Нередко встречаются зерна с прямой зональностью, когда ядро на 3-4%  $Fo$  более магнезиально, чем краевая зона.

Оливины рассматриваемых включений - так же, как и интрузивных пород, - характеризуются (табл. 1, 2) исчезающими малыми содержаниями  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$ , повышенными содержаниями CaO. Последняя особенность уже отмечалась [13] для камчатских оливинов из включений, лав и интрузий и, по-видимому, отражает региональную специфику этого минерала. Как видно из табл. 1, оливины из одноименных ассоциаций включений и интрузивных гипербазитов близки не только по железо-магниевому отношению, но и по содержанию других компонентов. Оливин из сегрегации в андезито-базальтах Шивелуча значительно выделяется большей железистостью и кальциевостью.

Таким образом, анализ материалов по оливинам показывает, что на каждом из изученных вулканов во включениях выделяются две группы оливинов: более магнезиальные - в дунит-гарцбургитовой ассоциации и более железистые - в пироксенитах, кортландитах, верлитах и интенсивно перекристаллизованных гарцбургитах. Первая группа полностью коррелирует по составам с оливинами из дунитов и гарцбургитов интрузий Восточной Камчатки и лишь частично (Шивелуч) с оливинами вулканитов. Вторая группа, напротив, не имеет аналогов среди "интрузивных" оливинов (даже в пироксенитах и верлитах), но полностью коррелирует с "эффузивными". Особенno наглядны эти различия при учете процентного содержания оливина в породе (рис. 6). Между обеими группами пород существует разрыв по содержанию оливина (от 35 до 60%) и по содержанию в нем форстерита (от 85 до 89%). Хорошо видна корреляция между оливинами дунит-гарцбургитовой ассоциации включений и интрузивных гипербазитов не только по их составам, но и по содержанию в породе.

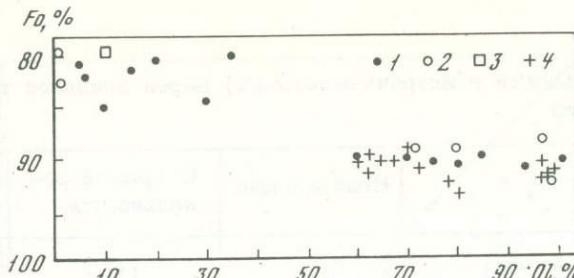


Рис. 6. Корреляция между составом оливина и его содержанием в породах включений и альпинотипных гипербазитах Камчатки

**Включения:** 1 - Авачинский вулкан, 2 - вулкан Шивелуч; 3 - верлитовая оторочка вокруг гарцбургита включения (Авачинский вулкан); 4 - альпинотипные гипербазиты (Восточно-Камчатский пояс)

Однако, несмотря на хорошую корреляцию в целом, видно, что оливины включений в среднем чуть более железистые, чем "интрузивные" оливины, особенно на вулкане Шивелуч. Кроме того, надо отметить еще одну важную закономерность - с возрастанием содержания оливина в породе его магнезиальность слабо возрастает, что в равной степени характерно для обеих ассоциаций авачинских включений и для интрузий. Это свидетельствует о том, что процессы поздней перекристаллизации (грануляции) авачинских включений не играют существенной роли в изменении составов этого минерала. Возрастание магнезиальности оливина с увеличением его содержания в интрузивных породах уже отмечалось неоднократно [14, 15] и, по-видимому, является следствием равновесной кристаллизации этого минерала в магматических расплавах. Нарушение этого правила (например, для дунит-гарцбургитовых включений Шивелуча и Ключевского) может быть следствием либо неравновесной кристаллизации, либо вторичной перекристаллизации оливина. В любом случае эти процессы находят отражение в характере зональности оливинов.

Действительно, как видно из табл. 3, зональные кристаллы оливина резко преобладают в вулканитах и более часты во включениях, чем в интрузивных гипербазитах. Причем для вулканитов эта зональность в основном прямая, а для включений и интрузий обратная. Необходимо пояснить, что во включениях обратная зональность наблюдается главным образом в оливинах дунит-гарцбургитовой ассоциации с наименьшей степенью перекристаллизации (имеется в виду образование мелкозернистого ортопирексен-оливинового агрегата). Включения такого типа наиболее часты на Авачинском вулкане. В целом значительно перекристаллизованные включения Ключевского вулкана не содержат оливина с обратной зональностью, но зато здесь широко развита прямая зональность.

Таким образом, обратная зональность оливинов дунит-гарцбургитовой ассоциации включений - вероятно, более ранняя и реликтовая по сравнению с прямой зональностью, вызванной их поздней перекристаллизацией в ходе выравнивания составов оливинов этой ассоциации и вмещающих вулканитов (вулканы Ключевской и, по-видимому, частично Шивелуч).

Оливины ультраосновных включений Камчатки отличаются, кроме того, наличием в них многочисленных микровключений. Впервые на эту особенность обратил внимание О.Б. Селянгин [9] при изучении включений Авачинского вулкана. Нами исследованы образцы дунитов и гарцбургитов (как на Аваче, так и на Шивелуче), оливины которых содержат до 20-30% объема микровключений. Они хорошо видны в иммерсии даже при небольших увеличениях, имеют округлую форму и размеры до 0,05-0,08 мм. На вулкане Шивелуч среди ультраосновных включений встречена интересная разновидность черного дунита. Химический анализ оливина (см. табл. 1, обр. 5734/10; табл. 2, обр. 5702/47) показал, что он ничем практически не отличается от подобных минералов дунит-гарцбургитовой ассоциации. При больших увеличениях видно, что окраска оливина в данном случае вызвана обилием мельчайших

Таблица 3

Характер зональности и встречаемость (%) зерен оливинов из пород различного генезиса

Порода	Незональные	С прямой зональностью	С обратной зональностью
Интузивные гипербазиты Восточной Камчатки	50	16,7	33,3
Ультраосновные включения вулканов Авача и Шивелуч	43,6	15,4	41
Вулканиты Авачи	20	64	16
Вулканиты Шивелуча	5,9	88,2	5,9

газово-жидких микровключений. Сходная разновидность черного оливина ( $\alpha$ -оливин) выделена Е.Д. Джексоном [14] в ксенолитах дунита из гавайских базальтов. Он объясняет окраску оливина обилием в нем включений с жидким  $\text{CO}_2$ . В гавайских ксенолитах дунитов черный оливин фиксируется в виде порфиробластов (?) в массе более мелкого "чистого"  $\beta$ -оливина. На Шивелуче подобный оливин встречен в сплошной массе породы включения.

**Клинопироксен.** Для характеристики этого минерала собран и проанализирован литературный материал [5, 17–25] по составам клинопироксенов из ультраосновных включений Авачинского вулкана, из включений шпинелевых перидотитов в щелочных базальтах, а также из альпинотипных гипербазитов, в том числе – анализы авторов по альпинотипным гипербазитам Восточной Камчатки. На диаграмме (рис. 7, I)  $\text{Na}-\text{Al}_{\text{общ}}$  (форм. ед.) четко выделяются два поля распространения фигуративных точек: с низким содержанием указанных компонентов для пироксенов альпинотипных гипербазитов и с более высоким – для пироксенов шпинелевых перидотитов в щелочных базальтах. Точки составов клинопироксенов из пород Восточно-Камчатского гипербазитового пояса также расположены в поле низких содержаний  $\text{Na}$  и  $\text{Al}$ . Характерно, что в том же поле размещаются фигуративные точки клинопироксенов из включений ультраосновного состава в лавах вулкана Авача. Причем они ложатся почти на одну линию, совпадающую с узкой полосой распространения точек пироксенов камчатских гипербазитов. Как показывают экспериментальные исследования [26], в богатых  $\text{Ca}$  клинопироксенах наблюдается возрастание  $\text{Al}$  и  $\text{Na}$  с ростом давления и температуры. Следовательно, с позиций фациального анализа, включения шпинелевых перидотитов – более глубинные образования, чем интузивные тела альпинотипных гипербазитов, рассматриваемые иногда как отторженцы мантийного вещества [27, 28], и включения ультраосновного состава в лавах Авачи.

Детальные петрологические исследования все более укрепляют представление о том, что альпинотипные гипербазиты – нормальные интузивные образования, становление которых происходит на сравнительно небольших глубинах. Так, С.С. Зимин [23] оценивает глубину формирования альпинотипных гипербазитов в 1–3 мм (при  $P = 270$ –1000 атм). Геологические данные показывают, что совместно с лавами пикритов и меймечитов камчатские гипербазиты образуют единую вулкано-плутоническую ассоциацию, характерную для раннегеосинклинального этапа развития этого региона [29], т.е. являются сравнительно малоглубинными магматическими образованиями.

По соотношению  $\text{Na}$  и  $\text{Al}$  клинопироксены рассматриваемых включений в камчатских лавах хорошо коррелируются с пироксенами гипербазитовых интрузий этого региона, что может свидетельствовать либо о ксеногенной природе первых за счет вторых, либо о близости условий образования тех и других. Близость составов клинопироксенов альпинотипных гипербазитов и камчатских включений в лавах подчеркивается и другими характеристиками. Как видно на рис. 7, II, моноклинные пироксены альпинотипных гипербазитов ми-

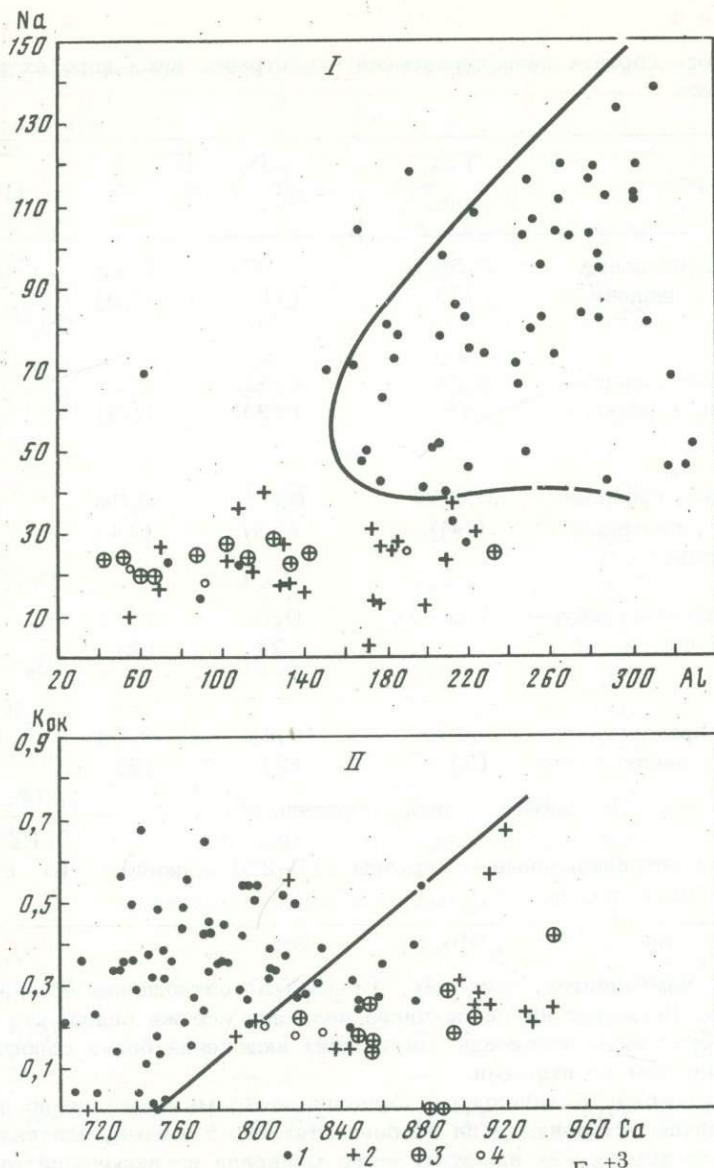


Рис. 7. Диаграмма корреляции  $\text{Na} - \text{Al}$  (I) и  $K_{\text{OK}} = \frac{\text{Fe}^{+3}}{\text{Fe}^{+3} + \text{Fe}^{+2}}$  –  $\text{Ca}$  (II) в

клинопироксенах различных типов включений в альпинотипных гипербазитах. Составлена с использованием опубликованных данных [17–25]

1 – включения шпинелевых перидотитов в щелочных базальтах Земли; 2, 3 – альпинотипные гипербазиты Земли (2) и Восточно-Камчатского пояса (3); 4 – бесплагиоклазовые включения ультраосновного состава в андезитах и андезито-базальтах Камчатки

ра, камчатских гипербазитов и включений в камчатских лавах характеризуются большей кальциевостью и в среднем меньшим коэффициентом окисленности  $K_{\text{OK}}$ , чем пироксены включений шпинелевых перидотитов в щелочных базальтах. Эти отличия, вероятно, также являются следствием разных условий их образования.

В табл. 4 проведено сравнение клинопироксенов в рассматриваемых типах пород по ряду других компонентов.

Клинопироксены альпинотипных гипербазитов при близкой железистости отличаются от пироксенов включений в щелочных базальтах также по содер-

Таблица 4

Особенности состава клинопироксенов в ультраосновных породах различного генезиса

Порода	TiO <sub>2</sub> , вес. %	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , вес. %	<i>f</i>	Al <sup>IV</sup> /Al <sup>VI</sup>
Включения шпинелевых перidotитов в щелочных базальтах	0,50 (77)	0,93 (75)	0,12 (79)	0,58 (79)
Альпинотипные гипербазиты (для всех разностей)	0,24 (49)	0,61 (42)	0,12 (55)	0,74 (55)
Альпинотипные гипербазиты (то же, без верлитов и пироксенитов)	0,055 (10)	0,83 (13)	0,08 (14)	0,80 (14)
Включения дунит-гарцбургитовой ассоциации в лавах Авачи	Сл. (2)	0,72 (2)	0,11 (2)	1,0 (2)
Включения пироксенитов и верлитов в лавах Авачи	0,17 (2)	0,48 (2)	0,14 (2)	0,86 (2)
Применение. В скобках – число определений.			$f = \frac{Fe^{+3} + Fe^{+2}}{Fe^{+3} + Fe^{+2} + Mg}$	
Использованы опубликованные материалы [17–25] и данные из статьи С.А. Щеки в наст. сб.				

жанию таких компонентов, как TiO<sub>2</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, и соотношению Al в разных координациях. Несмотря на малое число анализов все же видно, что по всем этим характеристикам пироксены камчатских включений более сопоставляются с первыми, чем со вторыми.

Ортопироксен. Специального изучения этого минерала не проводилось. Поэтому вкратце остановимся на особенностях его химизма, используя небольшое число химических анализов этого минерала из включений Авачинского вулкана (табл. 5). Все проанализированные ортопироксены относятся к энстатиту. Для сравнения собран литературный материал по особенностям состава ромбических пироксенов в альпинотипных гипербазитах, а также из включений шпинелевых перidotитов в щелочных базальтах (табл. 6).

Наиболее важная составляющая, характеризующая условия кристаллизации ортопироксенов, – содержание в них Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Значение этой характеристики заметно выше в энстатитах из шпинелевых перidotитов в базальтах, чем в альпинотипных гипербазитах и в ультраосновных включениях в лавах Авачи. В последних двух типах пород энстатиты отличаются близкой глиноzemистостью. Как показывают экспериментальные исследования [30, 31], растворимость глиноэма в ромбическом пироксене возрастает с увеличением давления. По-видимому, энстатиты включений в лавах Авачинского вулкана кристаллизовались на меньших глубинах, чем ортопироксены из шпинелевых перidotитов в базальтах, и, по всей вероятности, являются коровыми образованиями, если учесть, что глиноzemистость в них близка к содержаниям Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в энстатитах альпинотипных гипербазитов. Таким образом, и здесь мы пришли к тому же выводу, что и при рассмотрении клинопироксенов.

Таблица 5

Составы ромбических пироксенов из включений Авачинского вулкана

Компоненты	1	2	3	4
Химический состав, вес. %				
SiO <sub>2</sub>	54,64	54,08	53,30	55,26
TiO <sub>2</sub>	Сл.	Сл.	-	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,17	1,65	3,43	1,19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,48	0,50	-	0,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,51	0,57	0,70	0,50
FeO	4,67	5,52	5,29	6,20
MnO	0,09	0,09	0,05	0,10
MgO	34,36	35,00	35,85	33,57
CaO	1,66	1,76	0,98	1,82
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,20	0,10	0,34
K <sub>2</sub> O	0,01	0,04	0,06	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	0,02	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	0,15	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0,05	-
Σ	100,00	99,41	99,89	99,75
Количество ионов в пересчете на 6 (0)				
Si	1,908	1,895	1,794	1,936
Al IV	0,073	0,068	0,106	0,409
Al VI	-	-	1,61	-
Ti	-	-	-	-
Fe <sup>+3</sup>	0,039	0,015	0,016	0,013
Cr	0,013	0,014	-	0,011
Mg	1,788	1,827	1,796	1,752
Fe <sup>+2</sup>	0,136	0,161	0,149	0,181
Mn	0,003	0,003	0,001	0,003
Ca	0,062	0,066	0,036	0,068
Na	0,011	0,013	0,004	0,023
K	-	0,002	-	0,001
En	91,1	91,2	91,6	90,0
K <sub>OK</sub>	0,22	0,085	0,1	0,067

Примечание. Образцы: 1 - О-1091/1а, пироксен-хромитовый прожилок, 2 - О-1091/8, перцолит, 3 - гарцибургит, 4 - 802в, пироксеновая метасоматическая зона в дуните. 1, 2, 4 - по С.А. Щеке и др. [5], 3 - по Ю.П.Масуренкову и др. [7].

Таблица 6

Особенности состава ортопироксенов в ультраосновных породах различного генезиса

Компоненты	Включения шпинелевых перидотитов в щелочных базальтах	Альпинотипные гипербазиты	Включения гипербазитового состава в лавах Авачи
$\text{Al}_2\text{O}_3$	3,71 (29)	1,94 (40)	1,98 (5)
$\text{En}$	89,1 (28)	90,4 (32)	90,0 (5)
$\text{Na}_2\text{O}$	0,13 (22)	0,03 (34)	0,22 (5)
$\text{CaO}$	1,17 (29)	0,92 (42)	1,35 (5)
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0,46 (27)	0,44 (44)	0,46 (3)
$\text{TiO}_2$	0,12 (26)	0,05 (40)	Сл.

Примечание. В скобках – число определений. Окислы – в вес. %. Использованы материалы [17–25] и данные из статьи С.А. Щеки в наст. сб.

Ортопироксены из рассматриваемых типов пород (см. табл. 6) характеризуются близкими содержаниями (различия, по-видимому, находятся в пределах точности анализов)  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ , так что содержания этих окислов нельзя использовать при выявлении специфики указанных образований. Некоторое исключение составляет  $\text{CaO}$ , содержание которого довольно высокое в гипербазитовых включениях лав Авачинского вулкана. Эту особенность нельзя связывать с чисто механической примесью богатого  $\text{Ca}$  клинопироксена, поскольку содержание  $\text{CaO}$  высоко в пироксене из энстатит–хромистого прожилка, без клинопироксена (см. табл. 5, обр. О–1091/1а). Причина этого, вероятно, повышенная растворимость  $\text{Ca}$  в ортопироксенах при высоких температурах. Это явление неоднократно отмечалось в литературе [32, 33]. Прямое доказательство такого явления – наличие обильных вростков клинопироксена в энстатитах из авачинских включений гарцбургитов. Обычно они имеют характер тонких пластинок (100) энстатита, но иногда характеризуются и диагональным расположением (см. рис. 3, V). Нередко встречаются также грубые выделения клинопироксена в форме таблиц или веретен, причем в краевых, а также в дефектных зонах кристаллов энстатита образуются вростки моноклинного пироксена наподобие стиллолитов (см. рис. 3, VI, VII). Необходимо отметить, что подобные структуры обычны и для ортопироксенов из включений гарцбургитов Шивелуча, а также для альпинотипных гипербазитов Восточной Камчатки и были обнаружены [34] во вкраепленниках ортопироксена из базальтов Харчинского вулкана. Выделения клинопироксена в энстатитах включений более крупные, грубые и обильные, чем в "интрузивных" ортопироксенах. Во всех этих случаях, вероятно, мы имеем дело со структурами распада твердого раствора в ортопироксенах, свидетельствующими о высоких начальных температурах кристаллизации и медленном остывании пород.

Энстатиты авачинских включений характеризуются также несколько большей магнезиальностью, чем "интрузивные" пироксены и подобные минералы шпинелевых перидотитов (см. табл. 6). Это хорошо согласуется с большей магнезиальностью пород, из которых они были отобраны. Так, значения коэффициента  $f$  в ряду пород "включения шпинелевых перидотитов в щелочных базальтах – альпинотипные гипербазиты – авачинские включения" расположены следующим образом<sup>1</sup>: 9,6 – 9,4 – 8,4.

<sup>1</sup> При подсчете для первых двух значений использованы средние составы соответствующих типов пород из статьи Ю.М. Шейнманна и Б.Г. Лутца [35].

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Особенности составов включений различных вулканов Камчатки уже обсуждались в геологической литературе [7]. На рис. 2 в координатах главных компонентов рассматриваемых пород нанесены составы различных типов включений вулканов Авача и Шивелуч (табл. 7). Помимо составов ультраосновных, использованы также составы других известных типов включений этих вулканов (см. табл. 9 из статьи В.А. Ермакова с соавторами в настоящем сб.), а также лав. Для последних, кроме результатов анализов, полученных авторами и О.Н. Волынцем, использованы опубликованные материалы [36, 37].

На обеих диаграммах (см. рис. 8) выделены поля распространения фигуративных точек пород альпинотипных гипербазитов Восточной Камчатки (по материалам авторов) и кортландитов (по материалам С.А. Щеки) Срединного и Ганальского массивов кристаллических пород Камчатки (см. рис. 1).

Точки составов включений дунит-гарпургитовой ассоциации довольно компактно расположены в поле альпинотипных гипербазитов. Причем, будучи нанесенными на эту диаграмму, составы клинопироксенов из включений этой ассоциации также соответствуют составам пироксенитов альпинотипных гипербазитов (см. рис. 8, II). Таким образом, по химизму этот тип включений ничем не отличается от раннегеосинклинальных интрузивных гипербазитов Восточной Камчатки.

Составы включений кортландитов, верлитов и амфиболизированных пироксенитов, наоборот, характеризуются повышенными содержаниями Ca, Fe и Al. Часть их расположена в поле известных на Камчатке кортландитов Ганальского массива, другие же отличаются большей кальциевостью и магнезиальностью.

Составы большинства ультраосновных амфиболовых включений (см. рис. 8, I), а также сланцев, горноблендитов, амфиболов и некоторых габброидов обоих вулканов группируются в общем на одной линии с фигуративными точками составов лав этих вулканов в координатах Mg—Fe—Ca. При этом в ходе последовательного возрастания отношения Mg/(Fe+Ca) точки составов пород располагаются в следующей последовательности: верлиты → амфиболизированные пироксениты и кортландиты с последовательно увеличивающимся содержанием амфиболя → горноблендиты (без плагиоклаза), пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы (с крайне низким содержанием плагиоклаза), а также пикрито-базальты и некоторые наиболее основные базальты → мелко-зернистые плагиоклазовые амфиболиты, базальты, андезито-базальты и андезиты. Необходимо отметить, что переходы между различными типами включений со всеми промежуточными разностями в отмеченной последовательности реально наблюдались при изучении включений, иногда даже в одном образце. Далее, в расположении фигуративных точек составов лав отражена в целом направленность в эволюции расплавов соответствующих вулканов. Это заставляет нас искать промежуточные звенья в наметившейся последовательности между породами включений и вулканитами. Доказательство наличия таких звеньев — неоднократно наблюдавшиеся следы локального плавления (явление стекла, иногда с микролитами амфиболя и основного плагиоклаза) в амфиболитах, некоторых кортландитах и верлитах.

При возрастании отношения Al/(Mg+Fe) наблюдается смена уже описанного ряда пород: от ультраосновных амфиболовых включений до вулканитов, а среди последних — от более основных к более кислым дифференциатам. На диаграмме отмечается лишь частичное перекрытие полей расположения фигуративных точек включений и вулканитов.

Таким образом, наблюдающиеся особенности изменения составов включений и вулканитов как по основным петрохимическим характеристикам, так и по минералогическому составу позволяют предполагать, что мы имеем дело с единой серией пород, парагенетически связанных между собой. Собственно говоря, такой вывод был уже сделан ранее [7] при рассмотрении корреля-

Таблица 7

Химический состав включений, вес. %

№	Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ
Авачинский вулкан															
1	5	43,32	Сл.	1,55	1,21	7,10	0,06	46,64	-	0,03	0,13	0,16	0,03	-	100,23
2	3	40,60	0,005	1,57	0,80	7,56	0,02	49,16	0,44	0,10	0,06	0,60	0,15	0,01	100,47
3	4	42,60	0,10	3,34	0,71	7,60	0,14	41,78	0,84	0,16	0,13	-	-	-	97,40
4	25	44,2	1,02	0,57	1,13	7,29	Не обн.	43,88	0,86	0,16	0,00	-	0,46	0,13	99,70
5	7	45,79	0,04	0,99	1,38	6,07	0,13	45,06	0,65	0,08	0,04	-	-	-	100,03
6	0-1093/2	45,98	0,11	0,80	1,82	5,38	0,32	43,58	1,34	0,07	0,03	-	0,20	-	99,66
7	6	52,30	0,35	2,95	1,49	4,06	0,13	19,97	17,38	0,63	0,15	0,09	0,31	0,15	99,61
8	Щ-800и	44,10	0,33	1,33	2,95	8,64	0,30	31,49	9,65	0,21	0,08	-	0,29	-	99,52
9	6	50,40	0,50	4,67	1,41	4,51	0,06	18,59	18,62	0,68	0,06	0,00	0,39	0,02	99,91
10	7	43,12	1,25	7,83	2,88	9,25	0,06	22,25	11,56	1,22	0,17	-	0,60	0,01	100,20
11	РТ-16	50,88	0,35	3,08	2,36	5,43	0,17	18,74	15,93	0,70	0,15	-	0,59	0,11	99,49
12	РТ-27	42,50	1,25	10,47	7,85	7,79	0,12	13,21	13,05	1,73	0,26	0,20	1,22	0,12	99,70
13	РТ-27	43,38	0,44	11,06		13,93	0,28	15,15	13,12	1,77	0,10	-	0,79	0,02	100,04
Безымянный вулкан															
14	5	47,92	0,86	8,66	5,72	5,82	0,24	17,68	10,23	1,33	0,31	1,00	0,16	-	100,00
Вулкан Большая Удина															
15	2188-I	44,58	0,20	1,24	2,87	7,38	0,15	41,38	1,52	0,09	0,05	Сл.	Сл.	0,25	99,71
16	2188-II	50,34	1,01	4,00	2,13	6,00	0,21	15,10	18,14	0,86	0,24	0,12	0,13	0,25	98,63
17	2189-8	42,12	0,68	5,32	7,39	8,53	0,25	27,50	4,88	1,05	0,28	0,12	0,18	0,25	99,55
Харчинский вулкан															
18	Xp-66	43,60	1,22	9,59	9,98	3,36	Не опр.	16,25	12,08	1,97	0,68	0,30	0,04	0,43	99,50
19	Xp-6e	48,88	0,92	8,66	6,75	3,88	0,17	14,98	12,10	1,57	0,47	0,20	0,73	0,18	99,45
Вулкан Шивелуч															
20	КШ-7	43,31	0,06	0,33	2,84	6,41	0,28	46,28	0,38	0,06	0,09	0,02	0,09	0,01	100,16
21	КШ-7	41,70	0,03	Не обн.		8,07	0,16	49,59	0,31	0,05	Не обн.	-	-	-	99,91
22	КШ-36	40,50	0,13	0,63	1,70	6,30	0,28	49,59	0,50	0,06	0,15	0,09	0,09	Сл.	100,02
23	2605-47	41,15	0,08	0,25	2,21	7,49	0,27	47,61	0,52	0,06	0,05	0,09	0,07	-	99,85
24	2615-6	43,15	0,58	0,53	0,50	9,88	0,15	43,18	1,82	0,27	0,24	Не обн.	-	0,05	100,37
25	2605-52	41,70	0,13	0,83	2,10	10,96	0,28	39,83	4,02	0,11	0,07	0,07	0,05	0,04	100,19
26	2605-52	42,18	0,08	Не обн.		12,88	0,21	39,62	4,65	0,10	0,12	-	-	-	99,84
												П.п.п.			
27	Ш-20	48,94	0,36	4,29	4,25	5,32	0,22	18,33	16,84	0,57	0,13	0,14	-	-	99,39
28	Ш-23	49,02	0,14	5,14	2,71	3,56	0,18	18,58	20,80	-	Сл.	-	0,14	-	100,27
29	5702/61	48,62	0,42	6,63	5,53	6,11	0,17	19,00	9,88	1,08	1,38	0,67	-	0,19	99,68
												П.п.п.			
30	КШ-13	52,54	0,55	9,31	4,88	2,37	0,14	14,09	13,10	2,09	0,53	0,24	-	-	99,84
31	КС-12	44,50	0,33	4,83	4,63	6,72	0,24	26,91	10,45	0,86	0,36	-	-	99,80	
32	2609-4	50,19	1,00	7,47		10,12	0,19	15,99	12,65	1,74	0,41	-	0,31	0,01	100,088
33	2609-4	48,98	1,15	7,25	5,85	6,25	0,24	15,87	12,42	1,55	0,51	0,03	0,11	0,05	100,26

Примечание. 1, 2 - дунит; 3-5 - гарцбургит; 6 - перцолит; 7, 8 - верлит; 9 - пироксен; 10 - амфиболизированный пироксенит; 11-13 - кортландит; 14 - амфиболизированный пироксенит; 15 - крупнозернистый оливинит, ядро зонального включения; 16 - плагиоклазовый перидотит, средняя зона включения, обр. 15; 17 - амфиболизированный перидотит; 18, 19 - нортландит; 20, 21 - мелкозернистый дунит; 22 - дунит; 23 - гарцбургит; 24 - амфиболизированный гарцбургит; 25, 26 - верлит; 27, 28 - пироксенит; 29 - перекристаллизованный вебстерит; 30, 31 - амфиболизированный пироксенит; 32, 33 - плагиоклаз, содержащий пироксенит с участками стекла.

1-3, 9, 10, 14 - по Ю.П. Масуренкову и др. [7]; 6, 8 - по С.А. Шеке и др. [5]; 27, 28 - по А.А. Меняйлову [12]; 4 - по Ю.М. Шейнманну, Б.Г. Лутцу [35]. 15-19, 23-26, 32, 33 - кол. В.А. Ермакова; 20-22, 30 - кол. М.Ю. Хотина; 5, 7, 11-13 - кол. А.И. Фарберова; 29 - кол. О.Н. Волынца; 31 - кол. Э.И. Пополитова. Анализы выполнены: 5, 7, 11, 12, 15-19, 24 - в химической лаборатории ИВ ДВИНЦ АН ССР, аналитики Т.В. Долгова, Т.Г. Осетрова, Н.Р. Гусакова; 20, 22, 23, 25, 33 - в химической лаборатории ГИН; рентгено-спектральные анализы (21, 26, 32) и полные химические анализы (29, 30, 31) выполнены в лаборатории ГЕОХИ.

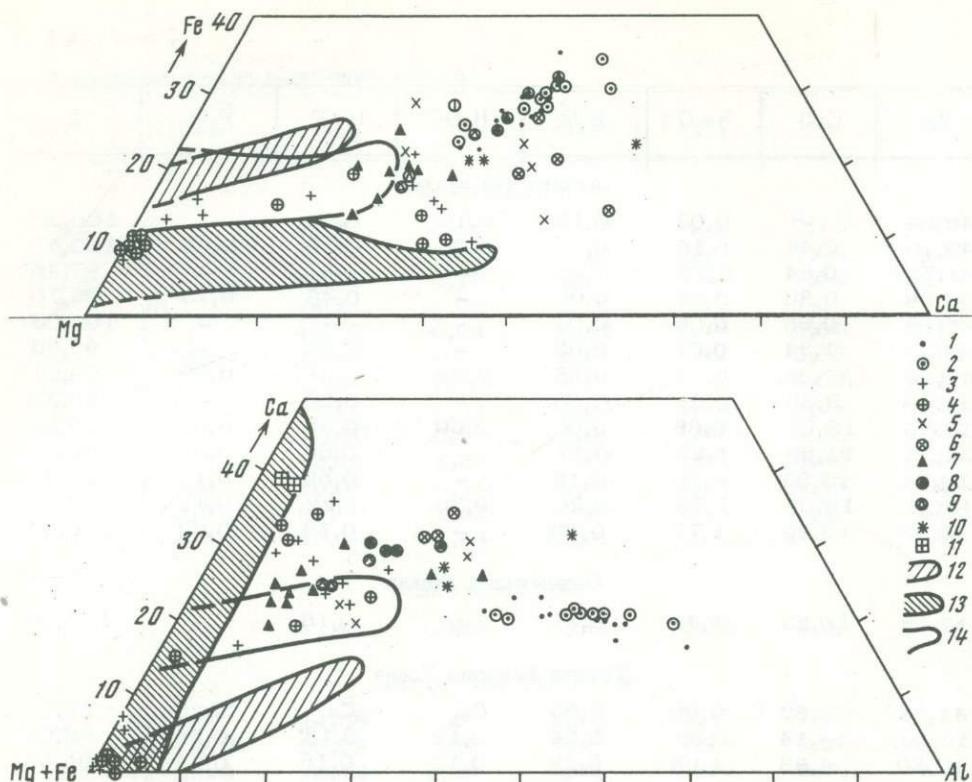


Рис. 8. Особенности состава (форм. ед.) различных типов включений в лавах камчатских вулканов

Лавы вулканов: 1 - Шивелуча, 2 - Авачи. Включения: 3, 4 - ультраосновные (3 - Шивелуч, 4 - Авача), 5, 6 - габброидные (5 - Шивелуч, 6 - Авача); 7 - кристаллические сланцы Шивелуча; 8 - амфиболиты Авачи; 9 - горноблендиты Авачи; 10 - гомеогенные включения Шивелуча; 11 - клинопироксены ультраосновных включений Авачи. Ареалы точек: 12 - кортландиты Срединного массива, 13 - альпинотипные гипербазиты Восточно-Камчатского пояса, 14 - кортландиты Ганальского массива

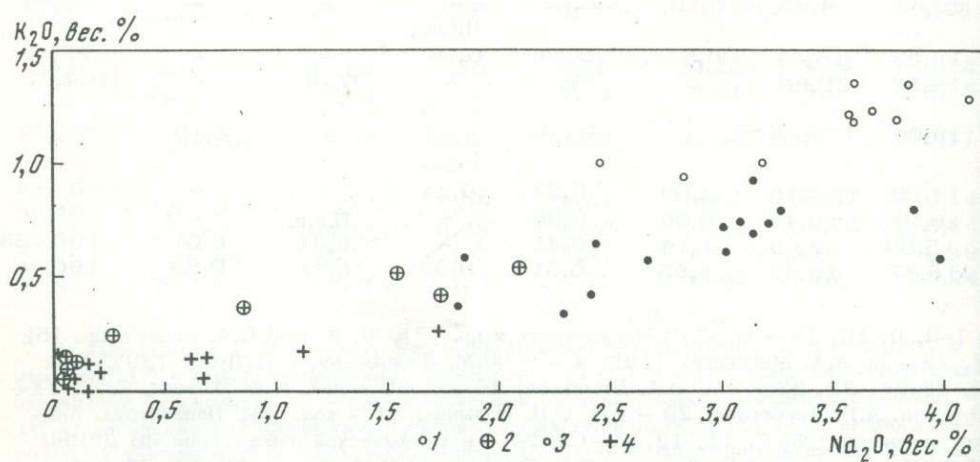


Рис. 9. Корреляция между содержаниями K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O

1 - в породах и 2 - в ультраосновных включениях вулкана Шивелуч; 3 - в породах и 4 - в ультраосновных включениях Авачи

Таблица 8

Значение отношения  $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$  для различных типов включений

Вулкан	Дунит-гарцбургитовая ассоциация	Габбро	Пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы	Амфиболиты	Горнблендины
Шивелуч	0,68	0,86	0,82	0,81	-
Авача	0,69	0,94	-	0,93	0,94

ционной зависимости между содержаниями различных петрогенных компонентов в лавах камчатских вулканов и во включениях в них. Однако имеется и существенное дополнение. По особенностям химизма с лавами коррелируют не все типы включений. Включения дунит-гарцбургитовой ассоциации коррелируют не с вулканитами, а, скорее, с породами альпинотипных гипербазитов Камчатки.

Существует и целая серия пород включений, составы которых выпадают из общей закономерности. На рис. 8, I figurативные точки некоторых наименее амфиболовых верлитов и пироксенитов отклоняются от общей кризой изменения составов в сторону обогащения Mg и Ca. Интересно, что подобное отклонение наблюдается также для большинства крупнозернистых (до пегматоидных) аортитсодержащих амфиболовых габброидов. На рис. 8, II соответствующие figurативные точки смещаются в сторону более кальциевых составов. Эти включения можно было бы рассматривать как случайные, не связанные с общим процессом эволюции вещества ксеногенными образованиями. Однако закономерный односторонний характер отклонения их составов и составов, родственных вулканитам гомеогенных образований, позволяет предложить иную версию их происхождения. Действительно, так как изменение химизма включений и расплавов идет в направлении относительного обогащения Fe и Al за счет Mg и Ca, то в ходе процессов дифференциации (метаморфической или магматической), напротив, должны образовываться породы – своеобразные "шлаки" с относительным обогащением Mg и Ca.

Как видно из анализа материала, сходные закономерности изменения составов включений и вулканитов отмечаются для пород разных вулканов (Авачинский, Шивелуч), но относящихся к одной андезитовой формации современного вулканизма Камчатки.

Существуют, однако, и некоторые специфические особенности химизма, различные для разных вулканов, но сохраняющиеся и во включениях. На рис. 9 показано распределение  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  в вулканитах и ультраосновных включениях Авачинского вулкана и Шивелуча. Повышенная калиевость характерна как для вулканитов, так и для амфиболовых ультраосновных включений Шивелуча. Анализ табл. 8 показывает, что та же особенность состава (натровая специализация для Авачинского вулкана и калиевая – для Шивелуча) сохраняется и для других типов включений, за исключением дунит-гарцбургитовой ассоциации, составы включений которой, как уже отмечалось, не коррелируют с вулканитами.

### КОРОВЫЕ ИЛИ МАНТИЙНЫЕ ПОРОДЫ ОТРАЖЕНЫ В СОСТАВЕ ВКЛЮЧЕНИЙ?

Прежде чем касаться вопросов генезиса включений, сформулируем вкратце их основные особенности.

1. Специфичен как состав ультраосновных включений, так и характер содержащих их пород. В отличие от шпинелевых лерцолитов – обычном типе включений в щелочных базальтах континентальных и океанических областей в пределах Курило-Камчатской зоны, среди ультраосновных включений наибо-

лее распространены клинопироксениты, верлиты, кортландиты, плагиоклазовые пироксениты и алливалиты. На отдельных вулканах (Авача, Шивелуч, Ключевской) в значительных количествах отмечаются гарцбургиты и дуниты. Включения чаще встречаются в породах андезитового и андезито-базальтового состава. Следовательно, проблема генезиса включений здесь тесно связана с вопросами происхождения андезитовых серий островных дуг.

2. Включения ультраосновного состава в вулканитах Курило-Камчатской зоны не имеют сквозного распространения, как это следовало бы ожидать, принимая гипотезу скользькового, мантийного характера вулканизма в пределах рассматриваемой зоны. Каждый вулкан в зависимости от состава продуктов его деятельности и структурного положения характеризуется преобладанием определенного типа ультраосновных включений.

3. Включения ультраосновного состава тесно ассоциируют с габброидами, гранитоидами и метаморфическими породами, большая часть которых найдена в выходах участков консолидированной континентальной коры Камчатского региона (Ганальский и Срединный массивы, Хавывенская возвышенность). Некоторые из этих ассоциирующих пород несут следы локального плавления. Следовательно, эти породы, так же как и включения ультраосновного состава, содержат информацию о той среде и тех процессах, которые приводят к возникновению соответствующих магматических расплавов.

4. По минералогическим особенностям камчатские бесплагиоклазовые включения ультраосновного состава специфичны и отличаются от включений шпинелевых перidotитов в щелочных базальтах. Оливины здесь характеризуются наличием многих генераций, резко выраженной прямой и обратной зональностью. Клинопироксены содержат меньше  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ , они менее окислены и более кальциевые. Ортопироксены – менее глиноземистые, для них характерны структуры распада с выделением клинопироксеновой фазы.

Все минералы, как правило, содержат множество микровключений. Сравнение с экспериментальными данными показывает, что некоторые из этих особенностей могут быть следствием образования минералов камчатских включений при меньших температурах и давлениях, а следовательно – на меньших глубинах, чем минералов включений шпинелевых перidotитов в щелочных базальтах. На вулканах Авача, Шивелуч и Ключевской выделены включения двух типов: дунит-гарцбургитовой ассоциации, с одной стороны, и пироксенит-кортландитовой (Авача), пироксенит-верлитовой (Шивелуч) или пироксенитовой (Ключевской), с другой.

По особенностям минерального и химического состава включения дунит-гарцбургитовой ассоциации хорошо сопоставляются с породами соответствующего формационного типа альпинотипных гипербазитов, который является составной частью раннегеосинклинальных олиолитовых серий [23]. Включения этой ассоциации – по всей вероятности, ксенолиты интрузивных массивов альпинотипных гипербазитов Восточной Камчатки. К подобным выводам на примере Авачинского вулкана пришел также С.А. Щека [5]. Выходы интрузивных массивов ультраосновного состава в пределах Восточно-Камчатского гипербазитового пояса протягиваются с северо-востока на юго-запад от п-ова Карагинского до широты вулкана Узон (см. рис. 1). Мелкие тела серпентинитов среди верхнемеловых вулканогенно-кремнистых образований известны еще южнее – в районе г. Петропавловска-Камчатского и у северного окончания Ганальского массива. Следовательно, гипербазитовые тела, встречающиеся в фундаменте современных вулканических сооружений Восточно-Камчатского вулканического пояса – от вулкана Шивелуч на севере до Авачинского на юге, вполне могут быть поставщиками ксеногенного материала.

Теперь можно объяснить некоторые специфические особенности минерально-го состава этого типа включений. Для них, например, характерно появление обратной зональности в оливинах. Такая зональность широко распространена и в оливинах интрузивных гипербазитов Восточной Камчатки (см. табл. 3). Можно поэтому предположить, что она связана с одним и тем же процессом, проявившимся в интрузивных гипербазитах и во включениях. Таким процес-сом может быть явление дегидратации дунитов и гарцбургитов. Действитель-

но, во включениях серпентин практически отсутствует; интрузивные породы, как правило, в той или иной степени серпентинизированы. Причем в интрузивных массивах в отдельных участках отмечаются очень свежие, без серпентина (возможно, вторичные десерпентинизированные) гарцбургиты. Именно в этих породах наиболее часто проявляется обратная зональность оливинов. В некоторых крупных кристаллах оливина из включений гарцбургитов отмечены реликты "очковой текстуры" (см. рис. 3, I), столь характерной для серпентинизированных интрузивных гарцбургитов.

Любопытно, что именно с процессами дегидратации ксенолитов интрузивных гипербазитов некоторые исследователи [10] (см. также статью С.А.Щеки в наст. сб.) связывают другую характерную особенность камчатских дунит-гарцбургитовых включений — обилие в них газово-жидких микровключений. На природных объектах такая закономерность наблюдалась для некоторых "вторичных" дунитов на контакте с габброидами из массивов альпинотипных гипербазитов и была воспроизведена экспериментально [38]. При экспериментах множество газово-жидких включений было получено в новообразованном оливине за счет перекристаллизации кусочков серпентинита, которые помещались в расплав габбро-норита с температурой около 1200°C. Необходимо заметить, что в камчатских "регенированных" интрузивных гарцбургитах микровключения практически отсутствуют. По-видимому, нужно соблюдение определенных условий для консервации этих микровключений при процессах десерпентинизации. Возможно, что здесь "срабатывает" и какой-либо другой, не известный пока нам механизм, поскольку микровключения отмечаются не только в "дегидратированных" дунитах и гарцбургитах, но и в других типах ультраосновных пород камчатских включений.

Обратимся теперь к вопросам генезиса включений пироксенитов, кортландитов и верлитов. Породы этого типа как по химизму в целом, так и по особенностям минерального состава хорошо коррелируют с вулканитами соответствующих вулканов и не имеют аналогов среди интрузивных гипербазитов Восточной Камчатки. По составу этот тип пород близок к ассоциирующим с ними включениям гориблендитов, амфиболитов и пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев. Корреляции составов и минералогических особенностей вулканитов и рассматриваемых включений настолько близки и специфичны для каждого вулкана, что мы можем говорить о родстве указанных образований.

Такое родство может иметь двоякую природу. Сближение составов и появление одних и тех же генераций минералов во включениях и вулканитах может быть вызвано широко проявившимися процессами контактового метаморфизма и ассимиляции (в частности, тех же самых включений дунит-гарцбургитовой ассоциации) со стороны несущих их магматических расплавов. Можно предположить, что указанный тип включений имеет самостоятельное значение и его парагенетические связи с вулканитами отражают особенности происхождения и тех, и других.

Четкое разграничение обоих этих процессов провести очень трудно в связи с тем, что мы зачастую не имеем выработанных критериев для их отличия, а также потому, что, вероятно, оба эти процесса проявляются параллельно, дополняя друг друга. Однако некоторые соображения в пользу того или иного явления мы можем высказать:

Следует напомнить, что ксенолиты дунит-гарцбургитовой ассоциации несут следы перекристаллизации и изменения минерального состава. В меньшей степени это касается включений пироксенитов, верлитов и кортландитов. Изменения эти многостадийные и, по-видимому, разнофациальные. Наиболее широко проявлен процесс перекристаллизации дунитов и гарцбургитов с образованием мелкоэзернистого агрегата. С этим процессом связаны проявление прямой зональности в оливинах и общее возрастание его железистости. При этом чем больше в целом перекристаллизованы включения, тем более сближены составы оливинов включений и вулканитов. Наиболее этот процесс проявлен на Ключевском вулкане, в меньшей степени — на Шивелуче и сравнительно слабо — на Авачинском вулкане. Как видно на рис. 4, IV, a; III, a и II, a, в такой же последовательности уменьшается степень встречаемости

одних и тех же генераций оливинов в базальтах и в ксенолитах дунит-гарцбургитовой ассоциации. По всей вероятности, эти преобразования – следствие высокотемпературного контактowego метаморфизма включений в базальтовом или андезито-базальтовом расплаве, так как сопровождаются перекристаллизацией шпинели. По существующим представлениям [39], ассоциация энстатита со шпинелью неустойчива в условиях контактового метаморфизма и замещается парагенезисом "форстерит-энстатит-кордиерит". В нашем случае шпинель замещается не кордиеритом, а, по-видимому, более железистой разновидностью.

На вулкане Шивелуч широко распространены зональные краевые оторочки вокруг включений дунитов и гарцбургитов различных размеров и формы. Причем чем мельче включение, тем шире развитая вокруг него оторочка. Как уже отмечалось (см. рис. 2–4), внутренняя зона таких оторочек сложена агрегатом ромбического пироксена, а внешняя – базальтической роговой обманкой, иногда с биотитом. Характерное "коронарное" строение агрегата ортопироксена и наличие в нем иногда отдельных выделений ромбического амфибала (антофиллита?) свидетельствуют, вероятно, о стадийном характере образований этой краевой оторочки. Первоначально она была образована антофиллитом (характерный минерал низкотемпературного метаморфизма ультраосновных магнезиальных пород), который при повышении температуры заместился ромбическим пироксеном и более глиноzemистой базальтической роговой обманкой. Антофиллит находится в равновесии с ортопироксеном при  $T \approx 70-740^{\circ}\text{C}$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$  бар, либо при  $T \approx 740-770^{\circ}\text{C}$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000$  бар. При повышенной температуре этот амфибол становится неустойчивым, обогащая роговую обманку глиноzemом и выделяя ортопироксен [39, 40]. Особенности проявления и минералогический состав, по-видимому, свидетельствуют о том, что эти оторочки образовались в условиях роговиковой фации метаморфизма при взаимодействии включений с базальтовым или андезито-базальтовым расплавом. Такую же природу, вероятно, имеют и многочисленные зональные амфибол-ортопироксеновые прожилки в наиболее измененных включениях.

На вулкане Шивелуч встречено также несколько включений, состоящих из мелкозернистого агрегата (метаморфического облика) оливина, орто- и клинопироксена, плагиоклаза и хромистой (?) шпинели. Характерно наличие участков пористого слабо буроватого стекла. Включения имеют краевые оторочки, состоящие из биотита и базальтической роговой обманки. Оторочки эти имеют явно наложенный реакционный характер. В них встречаются реликтовые участки материала включения. В шлифах хорошо видно, что ромбический пироксен замещается биотитом и роговой обманкой. Трудно представить, что такой многостадийный метаморфизм вызван только эффектами контактового взаимодействия исходной породы ультраосновного состава (дунита или гарцбургита) с расплавом, если учесть кратковременные, "закалочные" (наличие стекол во включении) условия пребывания в нем ксенолита. Возникает предположение, что в данном случае мы имеем дело с kontaktово-метаморфизованными породами кристаллического фундамента.

Подобные соображения можно высказать в отношении прожилков, линзовидных и линзовидно-полосчатых зон перекристаллизации в пироксенитах Шивелуча, дунитах и гарцбургитах Авачи. Эти участки сложены мелкозернистым агрегатом (иногда с характерными сланцеватыми текстурами) оливина, клино- и (или) ортопироксена и шпинели. Иногда видно, как они "срезаются" kontaktом с вмещающим вулканитом или краевой амфиболовой оторочкой. Возможно, и здесь мы видим следы тех процессов метаморфизма, которые испытывали включения до попадания их в расплав.

Включения пироксенитов, верлитов и кортландитов также могли образовываться в результате стадийной пироксенизации или амфиболизации дунитов и гарцбургитов. Тем более, что мы встречаем верлитовые оторочки вокруг ксенолитов гарцбургитов на Авачинском вулкане, состав минералов которых такой же, как в соответствующих типах пород включений пироксенит-кортландит-

товой ассоциации. Экспериментальные исследования [41] показывают, что под действием Ca-содержащих растворов на дуниты и гарпбургиты при температуре около  $600^{\circ}\text{C}$  исходная порода преобразовывалась в пироксенит или верлит.

Однако эти замещения не могли происходить в процессе контактового метаморфизма ксенолитов дунитов и гарпбургитов в базальтовых и андезито-базальтовых расплавах. Верлиты и пироксениты включений содержат примерно вдвое больше CaO, чем те вулканиты, которые их выносят. Необходимо, следовательно, значительный привнос Ca из каких-либо иных источников.

Так же маловероятно образование кортландитов Авачинского вулкана в ходе контактного метаморфизма ксенолитов базмифиболовых пород ультраосновного состава базальтовыми и андезито-базальтовыми расплавами. Следует упомянуть, что вулканиты Авачи в целом бедны гидроксилсодержащими минералами, особенно это относится к тем породам, которые несут включения. Представлены они обычно безамфиболовыми разностями, иногда с единичными кристаллами роговой обманки. Эти особенности состава прямо указывают на том, что в начальные стадии кристаллизации соответствующие расплавы выделяли сравнительно малое количество летучих.

Теоретические построения [42] также свидетельствуют о том, что основные магмы, характеризующиеся изначально низким, менее 3 вес. %, содержанием воды (именно такие содержания летучих можно предполагать для расплавов в начальные стадии кристаллизации исходя из особенностей магнимального состава авачинских вулканитов), при своем движении к поверхности должны поглощать воду из окружающих пород.

Следовательно, амфиболовые включения ультраосновного состава на Авачинском вулкане, так же как и ассоциирующие с ними горнблендиты и амфиболиты, образовались до того, как они попали в расплавы, транспортировавшие их к поверхности. Некоторая амфиболизация включений в расплавах все же происходила. Об этом свидетельствует наличие "поздних" краевых оторочек амфибала практически на всех авачинских включениях ультраосновного состава. Характерно, что вблизи таких оторочек вмещающие вулканиты содержат иногда микролиты амфибала.

Таким образом, включения рассматриваемого типа имеют самостоятельное значение и признаки "родства" их с соответствующими вулканитами нужно искать в самом их происхождении.

Часть этих включений – наименее амфиболовые верлиты и пироксениты, обогащенные Mg и Ca и ассоциирующие с пегматоидными аортитами содержащими габброидами, – можно рассматривать, вероятно, в качестве ранних и относительно глубинных (по отношению к вулканитам) дифференциатов соответствующих расплавов.

Сходные представления имеются и у других исследователей. Это касается, например, верлитовой серии включений Японии и Гавайских островов [43, 44], которые рассматриваются в качестве горизонтов закристаллизовавшегося магматического очага вулканов. Близкой точки зрения придерживается также С.А. Щека [45] при объяснении генезиса аортитовых включений вулкана Кихпиньч, он рассматривает их как близповерхностные продукты кристаллизации базальтовых расплавов.

Основная масса верлит-кортландитовых включений Авачинского вулкана тесно ассоциирует и близка по химическому составу к горнблендитам и амфиболитам включений этого вулкана. Возникает поэтому предположение, что они образовались за счет перекристаллизации последних. Весьма показательны в этом отношении результаты экспериментального плавления амфиболовых включений вулкана Безымянного, проведенные В.А. Ермаковым, Ю.С. Генштадтом и др. При  $P = 2,5$  кбар и температурах, немного превышающих солидусные (около  $1000^{\circ}\text{C}$ ), преобразование амфибала приводит к появлению клинопироксена, оливина и рудного минерала, т.е. к обычной для рассматриваемого типа включений верлитовой ассоциации. В одном из опытов при

$P = 6$  кбар и  $T \approx 970^{\circ}\text{C}$  для одного из перекристаллизованных зерен амфибола установлен следующий состав новообразований: клинопироксена 71%, оливина 17%, магнетита 9,5%, стекла 3%, что почти полностью соответствует составу одной из рассматриваемых выше верлитовых оторочек гарцбургитового включения Авачи (см. рис. 2, V). В случае такой трактовки генезиса рассматриваемых ультраосновных включений наблюдаемые признаки "родства" их с соответствующими вулканитами могут быть вызваны спецификой процессов метаморфизма в определенной зоне в пределах кристаллического фундамента, потенциально подготовленной этими процессами для генерации магматических расплавов. Чем глубже прошла такая предварительная подготовка (вызванная привносом летучих, установлением определенного режима щелочности, окисленности, магнезиально-железистого отношения и др.), тем лучше проявляются корреляционные связи между включениями (промежуточные продукты такой подготовки) и вулканитами (конечное выражение этой подготовки — плавления).

Таким образом, в отличие от широко распространенного мнения о том, что включения ультраосновного состава в лавах — мантийные образования, мы приходим к выводу об их коровой природе.

Включения дунит-гарцбургитовой ассоциации — по-видимому, прямые ксенолиты интрузивных гипербазитов. Включения пироксенитов, верлитов и кортландитов в вулканитах андезитовой формации Камчатки — либо продукты ранней дифференциации соответствующих расплавов, либо результат локального преобразования пород кристаллического фундамента в зонах возможной генерации расплавов.

Что касается включений ультраосновного состава в лавах базальтовой формации Курило-Камчатской зоны (например, для вулканов Ключевского, Харчинского и др.), то, несмотря на общее сходство их с соответствующими типами включений в породах андезитовой формации, мы не располагаем достаточным материалом для окончательных выводов об их генезисе.

## ABSTRACT

Two associations are distinguished among the Kamchatka inclusions: dunite-harzburgite and pyroxenite-portlandite (wehrlite). Inclusions belonging to the former association seem to be xenolith of the rocks of Eastern Kamchatka Alpine-type hyperbasites. The latter association was formed either as a result of an early differentiation of igneous melts, or by a local alteration of crystalline basement rocks in areas of probable generation of melts.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ермаков В.А. Ключевская группа вулканов. Геологическое строение и петрология. Автореф. канд. дис. М., 1970.
2. Рудич К.Н., Волынец О.Н., Ермаков В.А., Колосков А.В. Многообразие вулканических пород Камчатки и проблемы их генезиса. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканализм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
3. Родионова Р.И., Федорченко В.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов и некоторые вопросы глубинной геологии этого района. — В кн.: Вулканализм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
4. Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержение в 1944–1945 гг. и в прошлом. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1956, вып. 11.
5. Шека С.А., Сахно В.Г., Макарова Ж.А., Лаговская Е.А. О происхождении гипербазитовых включений в эфузивах вулканов Авачинской группы. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.
6. Заварецкий А.Н. Эксплозивные обломки вулканов Авача и Козельской сопки. — Труды ИГН АН СССР, 1940, вып. 53.

7. Масуренков Ю.П., Колоскова А.В., Ермаков В.А. Меланократовые включения в современных вулканитах Камчатки и геохимическая неоднородность областей генерации расплавов. – В кн.: Ксенолиты и гомогенные включения. М., "Наука", 1969.
8. Геншафт Ю.С., Наседкин В.В., Фарберов А.И., Рябинин Р.Н. Плавление ксенолитов пород ультраосновного состава при высоких давлениях. – ДАН СССР, 1970, т. 195, № 2.
9. Масуренков Ю.П., Селянгин О.Б. Роль газовой фазы и легкорастворимых соединений в образовании перidotитовых и пироксенитовых ксенолитов вулкана Авача. – В кн.: Ксенолиты и гомогенные включения. М., "Наука", 1969.
10. Бакуменко И.Т., Соболев В.С. Включения в минералах гипербазитовых ксенолитов Авачинского вулкана. – ДАН СССР, 1974, т. 218, № 6.
11. Вахрушев В.А. Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. Новосибирск, "Наука", 1973.
12. Меняйлов А.А. Вулкан Шивелуч – его геологическое строение, состав и извержения. – Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1955, вып. 9.
13. Волынец О.Н., Колосков А.В., Пополов Э.И. и др. Геохимические особенности оливинов из различных типов четвертичных базальтов Камчатки и Курил в связи с вопросами петрогенезиса. – Геохимия, 1975, № 3.
14. Jackson E.D. The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian Islands. – In: Upper Mantle, v. I. Int. Geol. Congr., 23rd Sess. Prague, 1968.
15. Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. – Труды ИГЕМ, 1962, вып. 65.
16. Дири У.А., Хаус Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 1. М., "Мир", 1965.
17. Добрцов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. М., "Наука", 1971.
18. Денисов Е.П. Состав диопсидов из включений шпинелевых перидотитов в базальтах. – Геол. и геофиз., 1974, № 3.
19. Кутолин В.А., Фролова В.М. Петрология ультраосновных включений в базальтах Минусы и Забайкалья и состав верхней мантии Земли. – В кн.: Вопросы петрологии основных и ультраосновных пород. М., "Наука", 1972.
20. Aoki K. Petrogenesis of ultrabasic and basic inclusions in alkali basalts. Iki Islands, Japan. – Amer. Miner., 1968, v. 53, N 1–2.
21. Aoki K., Shiba & J. Pyroxenes from Iherzolite inclusion of Itinome-gata, Japan. – Lithos, 1970, v. 6.
22. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, "Наука", 1973.
23. Зимин С.С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М., "Наука", 1973.
24. Medaris L.G. High-pressure peridotites in Southwestern Oregon. – Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, N 1.
25. Himmelberg G.R., Loney R.A. Petrology of the Vulcan Peak Alpine-type peridotite, Southwestern Oregon. – Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 84, N 5.
26. Thompson R.N. Some high-pressure pyroxenes. – Miner. Mag., 1974, v. 39.
27. Книппер А.Л., Костанян Ю.Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья оз. Севан. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10.
28. Книппер А.Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. – В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука", 1969.
29. Селиверстов В.А., Цикунова А.Г. Меймечиты северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка). – ДАН СССР, 1974, т. 217, № 2.
30. Boyd F.R., England J.L. Mineral of mantle. – Carnegie Inst. Wash., Year Book, 1959, v. 59.
31. Boyd F.R., England J.L. Some effects of pressure of phase relationship in system  $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ . – Carnegie Inst. Wash., Year Book, 1963, v. 62.
32. Kuno H. Study of orthopyroxenes from volcanic rocks. – Amer. Miner., 1964, v. 39, N 30.
33. Schaires J.F., Boyd F.R. Pyroxenes: the join  $MgSiO_3 - CaMgSi_2O_6$ . – Carnegie Inst. Wash., Ann. Rept Dir. Geophys. Lab., 1957, v. 223.
34. Кутыев Ш.Ф., Эрлих Э.Н. К петрологии базальтов Харчинской группы вулканов. – Бюл. Вулканол. ст. Сиб. отд. АН СССР, 1973, № 49.
35. Шейнманн Ю.М., Лутц Б.Г. Естественные группы ультрабазитов, их значение для тектонического анализа. – Геотектоника, 1974, № 4.
- 36.Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., "Наука", 1966.

37. Вулканы и геотермы Камчатки. - Материалы IV Всесоюзного вулканологического совещания. Петропавловск-Камчатский, 1974.
38. Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент (на примере Северо-Востока СССР). Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1974.
39. Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М., "Недра", 1970.
40. Chondhuri A., Winkler H.G.F. Anthophyllit und Hornblende in einigen metamorphen Reaktionen. - Contrib. Miner. and Petrol., 1967, v. 14, N 4.
41. Ваганов В.И., Кузнецов Н.Е. Взаимоотношения между ультрабазитами дунит-гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой ассоциации в свете экспериментальных данных. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
42. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М., "Наука", 1971.
43. Kuno H. Mafic and ultramafic nodules in the basaltic rocks of Hawaii. - Geol. Soc. Amer. Mem., 1969, v. 115.
44. Куло Х. Основные и ультраосновные включения в базальтах и природа верхней мантии. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
45. Щека С.А., Чудакова Ю.С., Кувакин Г.Н. Об аортитовых включениях вулкана Кихпинч (Камчатка). - В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогенеза северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.

В. А. ЕРМАКОВ, А. И. ФАРБЕРОВ, М. Ю. ХОТИН,  
Ю. В. ВАНДЕ-КИРКОВ

## ВКЛЮЧЕНИЯ ГАББРОИДОВ И АМФИБОЛИТОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ КАМЧАТКИ

Анализ включений в вулканических породах помогает при реконструкции области глубинного магмообразования. Методы реконструкции состава верхней мантии по включениям в кимберлитах используются в работах В.С. Соболева с соавторами [1] и Н.В. Соболева [2]. Изучение включений в районах развития щелочных базальтов континентов и океанов позволило высказать предположение о перидотитовом составе верхней мантии. Существует ряд общих сводок по включениям в континентальных базальтах [3, 4 и др.], но до сих пор еще остаются слабо изученными включения в вулканитах островных дуг.

При корреляции состава включений и некоторых интрузивных пород Камчатки [5] были обнаружены региональные особенности состава вулканитов, включений и химически изосоставных им интрузивных пород, закономерно изменяющиеся вдоль полуострова. Включения относятся к ксенолитам, хотя установлено их петрохимическое родство с вмещающими породами вулканов. Включения могли захватываться магмой на различных глубинах до 70 км [5]. Р.И. Родионова и В.И. Федорченко [6] в небольшой сводке по включениям вулканов Курильских островов показали широкую распространность включений габброидов в породах Большых Курил и амфиболитов в породах Малых Курил. На островах с континентальной корой включения более разнообразны по составу. Эти авторы пришли к выводу, что включения основных пород представляют собой отторженцы зон магмообразования, расположенных на глубинах менее 40–60 км в коре или в верхней мантии. М.С. Марков считает включения габброидов в цюордах Курильских островов отторженцами "меланократового фундамента" (базальтового слоя коры), выходы которого на поверхность описаны в ряде районов островных дуг и складчатых зон континентов, в том числе на п-ове Камчатский мыс [7, 8]. Ю.П. Масуренков [9] отметил сходство парагенезисов минералов вулканических пород и содержащихся в них включений: ассоциацию гипербазитов и габбро с базальтами и андезито-базальтами, амфиболовых габбро, амфиболизированных пироксенитов и габбро-диоритов с андезитами и т.д. Он приводит примеры плавления включений, полагая, что этот процесс плавления играет определенную роль в генерации магмы.

Таким образом, изучение включений основных пород в вулканитах островных дуг позволяет получить информацию о составе зон магмообразования и особенностях протекающих в них процессов. Эти исследования имеют важное значение для решения таких проблем петрологии, как происхождение вулканических пород, характер преобразования земной коры или верхней мантии в связи с вулканизмом, особенности появления магматических расплавов и др.

В настоящей работе дается обзор встречаемости и состава включений габброидов и амфиболитов в вулканитах Камчатки на примерах наиболее изученных вулканов Центральной Камчатской депрессии и Авачинской группы, в Восточной вулканической зоне и других районах.

Кроме собственных материалов, нами использованы аналитические и полевые материалы О.Н. Волынца, А.В. Колоскова, Э.И. Пополитова. В статье

приняты следующие сокращения: *Ol* – оливин, *Clpx* – клинопироксен, *Orpx* – ортопироксен, *Amf* – амфибол, *Pl* – плагиоклаз, *Px* – пироксен, *Ap* – апатит, *Sp* – шпинель, *Bi* – биотит, *Mt* – рудный минерал (магнетит?), *An* – анортит, *Ab* – альбит, *Di* – диопсид, *Fo* – форстерит, *Sph* – сфен, *Gl* – стекло, *Hm* – гематит, *Gr* – гранат, *Krst* – кристобалит (тридимит), *Q* – кварц,  $\beta$  – базальт,  $\alpha$  – андезит,  $\alpha\beta$  – андезито-базальт.

## КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОВ

Северная группа вулканов занимает северную часть Центральной Камчатской депрессии и практически исчерпывает весь новейший вулканизм депрессии. За пределами этой группы расположены вулкан Николка (Кинчокла) плиоцен-плейстоценового возраста и небольшие по масштабам ареальные проявления в верховьях р. Камчатки. Центральная Камчатская депрессия относится к эпиорогенным континентальным рифтам, при этом Северная группа вулканов находится в наиболее широкой и сложно построенной части рифта [10]. Геологическое строение Ключевской группы вулканов детально изучено В.А. Ермаковым [11-13].

На рис. 1 (см. вкл.), приведена геологическая схема вулканов депрессии. Вулканические образования депрессии объединены в две формации: существенно базальтовую (I) и базальт-андезито-дактиловую (андезитовую) (II). Первую представляют вулканы (с севера на юг): Харчинский, Заречный (?), Ближний и Дальний Плоские, Ключевской<sup>1</sup>, Острый и Плоский Толбачик, Николка и их ареальные образования, вторую – вулканы: Шивелуч, Безымянный, Зимины и Удины сопки и структурно с ними связанные вулканы Шиш и Успенский в хребте Кумроч. Вулканы I формации контролируются глубинным разломом с примерным простираем СВ 35°; вулканы II формации связаны с локальными структурами типа впадин [12-16]. По сейсмологическим данным, под Ключевской группой вулканов выделяется от одной до четырех областей повышенного затухания сейсмических волн в интервале глубин 30-170 км, отождествляемых с корнями вулканов [17, 18]. Работами ГСЗ установлена связь с этой неоднородностью Ключевского вулкана. Под вулканом Безымянnyй и примыкающей к нему группой экструзий, по данным ГСЗ, выделено обособленное аномальное тело (магматический очаг?) на глубинах 10-25 км [14, 19]. Это показывает, что магматические источники вулканов базальтовой формации расположены в верхней мантии, а андезитовой – вероятно, в земной коре.

В табл. 1 приведены объемы четвертичных вулканических пород, объединяемых в формации, а в табл. 2 – объемы пород, распределенные не по вулканам (как в первом случае), а по составу. Объем пород I формации преобладает над объемом пород II; кроме того, как следует из табл. 2, степень дифференцированности пород I формации невелика, породы кислее андезито-базальтов составляют менее 0,1%.

Распределение пород разного состава во II формации более сложное. На вулкане Шивелуч резко преобладают андезиты, в частности роговообманковые. По значительному объему изверженных пород среднего состава этот вулкан не имеет себе равных на Камчатке. В той же формации Ключевских вулканов преобладают андезито-базальты, хотя надо отметить, что распределение пород разного состава здесь неравномерное. Наибольший объем андезито-базальтов и базальтов приходится на группу Зимних сопок ( $\sim 760$  км<sup>3</sup>) и лавы плато ( $\sim 230$  км<sup>3</sup>), а такие вулканы, как Шиш, Успенский, Большая Удина, Безымянный, сложены существенно андезитами [12]. Андезиты II формации представлены роговообманковыми и пироксеновыми разностями, причем эти типы пород чередуются на вулканах Безымянном и Удинах сопки. Роговообманко-

1. Названия действующих вулканов подчеркнуты.

Рис. 1. Геологическая схема вулканов Центральной Камчатской депрессии

1 - дочетвертичный фундамент вулканов; отложе-  
ния: 2 - верхний плиоцен-средний плейстоцен, 3 -  
средний - верхний плейстоцен, 4 - голоцен; вулкани-  
ты: 5 - базальты, 6 - андезиты, андезито-дациты,  
7 - андезито-базальты, андезиты, 8 - экструзии  
(преимущественно андезиты); 9 - вулканы (а) и шла-  
ковые конусы (б); 10 - разломы. Белое - нерасчле-  
ненные рыхлые четвертичные отложения

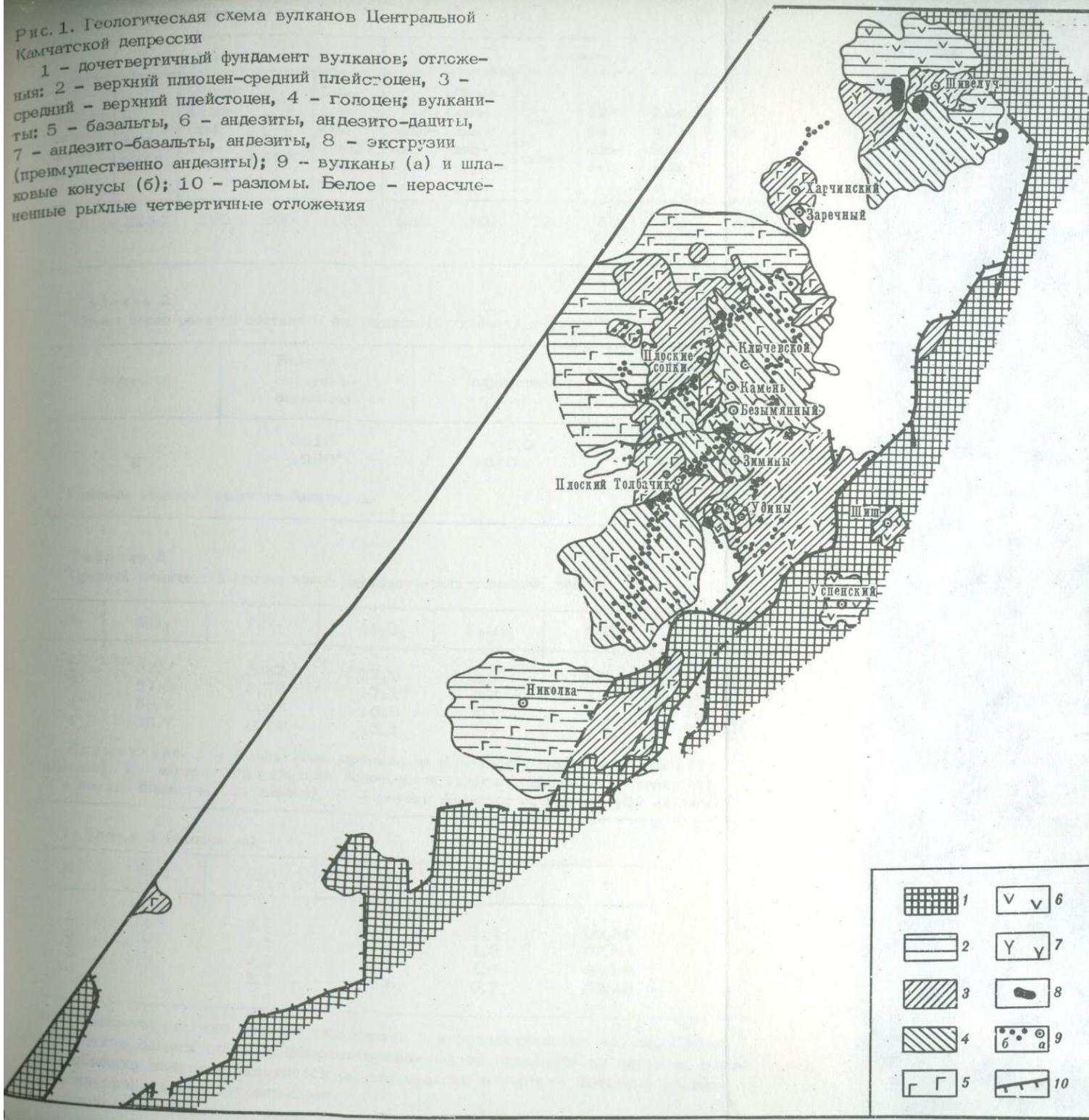


Таблица 1

Объемы пород вулканов, км<sup>3</sup>

I формация					II формация					
Харчин- ский и Зареч- ный	Пло- ские сопки	Острый и Пло- ский Тол- бачик	Ключ- ев- ской	Аре- аль- ные зоны и пла- то	Шиве- луч	Безы- мян- ный с экс- трузи- ями	Зими- ны сопки	Уди- ны соп- ки	Шиш- и Ус- пен- ский	Пла- то
55	2230	390	200	135	980	20	775	30	85	200

Таблица 2

Объем пород разного состава в формациях (вулканы те же), км<sup>3</sup>

Формации	Базальты, андезито- базальты	Анdezиты	Анdezито- дациты, дациты
I	3010	2,0	-
II	1090*	1010	15

\*Главным образом андезито-базальты.

Таблица 3

Средний химический состав пород вулканических формаций, вес. %

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
1	52,7	1,12	17,6	3,6	5,7	0,18
2	57,8	0,79	17,1	3,4	3,7	0,20
3	58,5	0,69	16,6	4,1	2,3	0,13
4	56,7	0,72	18,1	3,7	3,9	0,13

Примечание. 1 – базальтовые проявления Ключевской группы вулканов (173 анализа); 2 – андезитовая формация Ключевской группы вулканов (117 анализов); 3 – породы Шивелуча (31 анализ), 4 – породы Авачинского вулкана (22 анализа).

Таблица 3 (окончание)

№	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Σ
1	5,4	8,5	3,3	1,4	99,50
2	3,7	7,1	3,6	1,5	98,89
3	4,5	6,9	3,9	1,4	98,99
4	4,3	8,2	3,3	0,7	99,45

ые андезиты слагают обычно экструзии и пирокластические потоки. Среди вулканитов Зимних сопок, дифференцированных от базальтов до дацитов, роговая обманка является экзотическим минералом, в породах среднего состава широко представлен ортопироксен.

Фациальные различия пород формаций сводятся к преобладанию в андезитовой формации пирокластов над лавами. Типична ассоциация отложений пирокластических потоков и экструзий, именно с этими фациями пород, как будет

показано ниже, связано наибольшее количество включений в андезитах. Средний химических состав пород формаций показан в табл. 3.

Авачинская группа представлена цепью четвертичных вулканов, протягивающейся в юго-восточном направлении от Аага до Козельского вулкана: Ааг, Арик, Корякский, Авача, Козельский. На Корякском вулкане широко распространены андезито-базальты. Остальные вулканы сложены преимущественно породами среднекислого состава: андезитами, андезито-дацитами, дацитами. Лишь на вулкане Авача в постройке соммы присутствует небольшое количество оливинсодержащих андезито-базальтов в виде лав, пирокластов и даек. В Авачинской группе вулканов широко представлены экструзивные и пирокластические фации пород различного возраста: от древнечетвертичных (экструзии р. Дремучей, вулканов Аага и Арика) до голоценовых (вулкан Авача). По А.И.Фарберову [20], общий объем вулканитов, залегающих на мел-палеогеновом фундаменте в этом районе, около 1500–1800 км<sup>3</sup>, в том числе андезито-базальтов Корякского вулкана, вероятно, не более 150 км<sup>3</sup>. Авачинская группа вулканов изучена сравнительно слабо, поэтому в табл. 3 в качестве характеристики химического состава формации приводится лишь средний состав пород Авачи [21]. По структурному расположению, эволюции вулканизма, типам пород и степени их дифференцированности Авачинская группа весьма близка ко II формации Ключевских вулканов, однако в целом превосходит их по объему андезитов, будучи близка по этому показателю к вулкану Шивелуч. Необходимо также отметить, что Авачинская группа вулканов наследует андезитовую формацию миоцен-плиоценового возраста, т.е. существенно андезитовый вулканизм развивается здесь весьма длительно.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ

Включения в вулканических породах встречаются на всех охарактеризованных выше вулканах. Наиболее многочисленна группа так называемых гомогенных включений или, точнее, гомологичных синморфных включений (по Лакруа). К ним мы относим породы мелко- или микрозернистого строения, имеющие обычно каркасные структуры и содержащие значительное количество стекла. По составу минералов они аналогичны вмещающим вулканитам, будь то андезит или базальт. Состав гомогенных включений несколько более основной, чем состав вулканитов. Разница в содержании SiO<sub>2</sub> в тех и других составляет не более 5%. Основные признаки стекловатых гомогенных включений и механизм их образования были изучены ранее [22, 23], и эти включения в некоторых случаях являются теневыми ксенолитами, однако пока нельзя достаточно надежно их различить.

Нами описываются включения, которые по полевым признакам могут быть отнесены к ксенолитам, и включения интрузивного облика, одинаково характерного как для некоторых ксенолитов, так и для продуктов протокристаллизации магмы или сегрегаций.

Все включения в подавляющем большинстве связаны с экструзиями и пирокластами. На базальтовых вулканах они встречаются среди пирокластов шлаковых конусов или в эруптивных брекчиях, а на андезитовых – среди пород экструзивных куполов, отложений направленных взрывов и агломератовых потоков. К породам, богатым включениями, относятся все экструзивные купола и агломератовые потоки вулканов Шивелуч и Безымянный или экструзия (некк) вулкана Харчинский. На вулкане Авача включения встречаются в элювиальных развалих пирокластов или в проливии сухих речек на северо-восточных и восточных склонах, а также в постройке древней соммы. Мелкие и средние по размерам включения обильно представлены в шлаках извержения 1945 г., покрывающих восточные окрестности вулкана Авача. В лавах включения встречаются реже, хотя найдены лавы, богатые ими (Зимины сопки в районе ледника Желтый). Включения одинаково широко представлены в различных экструзиях андезитовых вулканов, вне зависимости от времени их обра-

зования и места в эволюции вулкана. Следовательно, главный признак, характеризующий нахождение включений, — высокий коэффициент эксплозивности извержений при формировании отложений, содержащих включения ( $E \approx 100\%$ ). Это говорит о том, что включения захватываются магмой, богатой летучими. Учитывая, что вулканиты (богатые включениями) имеют, как правило, более кислый состав, чем связанные с ними лавовые фации, можно думать, что эта богатая летучими магма занимает верхние части магматических очагов или выводных каналов. Имеются данные, указывающие на то, что эта особенность нахождения включений характерна и для других районов мира [4].

Разнообразны размеры (от нескольких миллиметров до 0,5 м) и форма включений. Наибольшие включения встречены среди пород андезитовой формации, представленные чаще всего амфиболитами или гипербазитами. Особенно крупные обломки гипербазитов обнаружены на вулкане Авача. В шлаках базальтов встречаются овальные или слаженно-угловатые мелкие (1–5 см, реже до 15 см) включения гипербазитов или габброидов; включения такого же состава в лавах имеют неправильные или угловатые очертания, размеры их от 2–3 мм до 5–7 см. На вулкане Шивелуч было замечено, что гипербазиты включений в экструзивных куполах — крупные угловатые или округлые, а в пемзовидных андезитах агломератового потока — мелкие, до 5–7 см, кроме того, в первых их значительно больше.

На рис. 2 показаны форма включений и характер их взаимоотношения с вмещающими породами. Представлены в основном включения в породах II формации Ключевских вулканов, встречающиеся значительно чаще, чем включения в породах I формации. Включения обнаружены как в виде изолированных обломков, так и впаянные во вмещающую породу; первых обычно больше. Включения имеют чаще всего рыхлый пористый контакт с вмещающей породой и легко от нее отделяются. Лишь гомеогенные включения тесно связаны с вмещающей породой. Наконец, укажем на находки целого ряда включений с промежуточными признаками, от явных ксенолитов в газовых пустотах до гомеогенных включений (см. рис. 2, XXXVII). Часто можно наблюдать дезинтеграцию и растаскивание включений в газовых полостях и их пластическую деформацию с образованием полос в породе. При этом меняется состав ксенолитов. Они становятся похожими на гомеогенные включения. В этом случае практически невозможно отличить гомеогенное включение от теневого ксенолита.

Контакт включения с вмещающей породой сравнительно резкий. Это одинаково характерно для однородных и зональных включений. Однако на контакте (в зоне экзоконтакта) почти всегда наблюдается пористая стекловатая полоска мелкозернистого строения (типа гомеогенных включений), состав которой зависит от состава вмещающей породы. В амфиболовых андезитах она близка к стекловатым спессартитам; в пироксеновых андезитах или андезито-базальтах — это пироксен-плагиоклазовое стекловатое габбро. Соотношение плагиоклаза и цветных минералов в этих полостях заметно варьирует. Подобные оторочки образуются вокруг включений различного состава: ширина их варьирует от долей миллиметра до нескольких сантиметров, что, по-видимому, указывает на время нахождения включений в магме. Механизм образования подобных оторочек и гомеогенных включений аналогичен [23]. В данном случае ксенолиты, вероятно, сепарируют на своей поверхности летучие вмещающей магмы, что приводит к иному, чем в остальной магме, режиму кристаллизации. При этом значение состава самого ксенолита невелико. Так, вокруг различных габброидов или амфиболитов развиты ( $Pl + Px$ ) или ( $Amf + Pl$ ) двуминеральные стекловатые оторочки, а вокруг гипербазитов — дву- и мономинеральные оторочки, близкие к горнблендитам. Включения нередко окислены частично или полностью до бурого цвета. В амфиболсодержащих породах при этом происходит преобразование зеленой роговой обманки в бурую, базальтическую, в гипербазитах — преобразование пироксена (реже оливина) с выделением магнетита. При этом обычно окислена и вмещающая порода, что указывает на общую причину окисления и на приуроченность этого процесса к приповерхностным

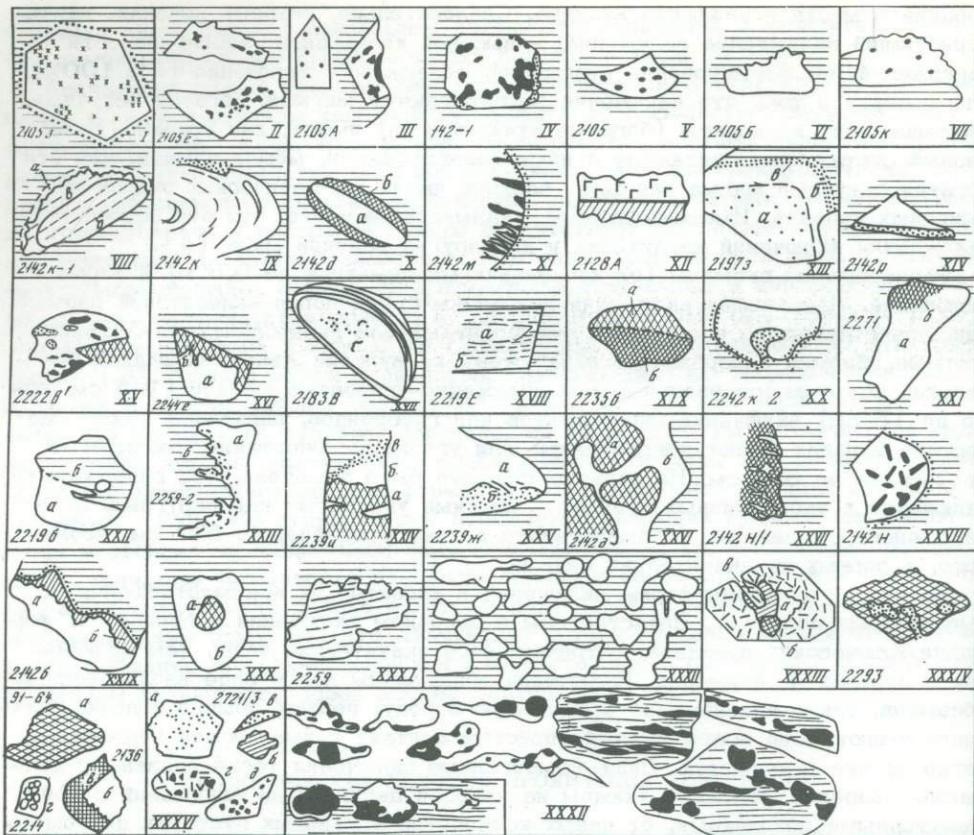


Рис. 2. Форма включений в вулканитах и характер их взаимоотношений с вмещающими породами

I - IV, VII - крупнозернистые анортозиты, лейкогаббро (белое - *Pl*, черные пятна и крестики - скопления *Clpx*, горизонтальная штриховка - вмещающая порода (*Px-Pla* $\beta$  и *Ol-Px-Pla* $\beta$ ), точечной линией ограничена узкая плотная стекловатая кайма андезито-базальта в зоне экзоконтакта, точечным краем показаны участки пористого стекла); V, VI - обломки среднезернистых, иногда стекловатых габбро в андезито-базальтах; VIII, IX - включения амфиболитов тонкополосчатой или плойчатой текстуры (в экзоконтакте (а) - пористые стекловатые участки, обогащенные *Pl* или *Amf*, в эндоконтакте: б - зона бурого *Amf*, в - зеленый *Amf*); X - зональное включение типа спессартита (а - *Pl* > *Amf*, б - *Amf* > *Pl*); XI - биотит-пироксен-плагиоклазовый сланец (участки, обогащенные *Bi* (черное) в массе *Px-Pl* сланца); XII - обломок контактирующих амфиболизированных базальта и кварцита; XIII - зональное включение (а - гранулированный габбро-норит, б - поликристаллическое оливиновое габбро, в - пористая стекловатая оторочка с *Px* и *Pl*); XIV - мелко-зернистый амфиболит с оторочкой (*Amf* + *Pl* + *Cl*); XV - амфиболит со скоплениями амфиболя (черное), стекловатыми участками (точки) и оторочкой (штриховка); XVI - гранулит (а) с участком ороговикованного амфиболита (б); XVII - перидотит с тонкими зонами троктолита (вмещающий андезито-базальт и само включение окислены); XVIII - амфиболит (а - зона зеленого *Amf*, б - зона бурого *Amf*, вмещающий андезит окислен); XIX - полосчатый амфиболит (участки крупнозернистого строения (а) чередуются с участками мелкозернистого амфиболита (б)); XX - амфибол-гиперстеновый кристаллический сланец (точками показана зонка ороговикования, по контакту - стекловатая оторочка с *Amf*); XXI - роговик (а) со стекловатой зоной (б); XXII, XXIII - контакт между включениями кремней (а) и андезита (б); XXIV - плавленый амфиболит (а) с зонами осветления, богатыми *Cl* и *Krst* (б); на контакте - зонка

условиям залегания магмы. Ряд других неоднородностей в ксенолитах несогласно срезается границей включений и гомеогенными оторочками. Исключение составляют лишь зональные включения, однако среди них имеются находки, когда обломанное зональное включение имеет гомеогенные оторочки на поверхности, расположенной вкрест простирания зон (см. рис. 6). Контакт включений и вмещающих вулканитов остается резким даже в тех случаях, когда наблюдаются последовательное изменение состава и расплавление включений.

Основные особенности морфологии включений и их контактowego взаимодействия с вмещающими вулканитами сводятся к следующему. Однаковые по составу включения могут быть угловатыми и округлыми, при этом последние заметно преобразованы. Гомеогенные оторочки образуются вокруг всех типов ксенолитов; состав этих оторочек зависит главным образом, от состава вмещающих вулканитов, а включения (ксенолиты) являются для них, по-видимому, лишь "затравкой" для кристаллизации в особом режиме  $PT$ -условий. Ранее было показано, что образование гомеогенных включений в породах Безымянного приурочено к короткому интервалу кристаллизации магмы непосредственно перед извержением [23]. Преобразования включений до стадии формирования гомеогенных включений, вероятно, относятся к более глубоким уровням залегания магмы или произошли до попадания их в магму.

Распределение основных типов включений в вулканитах показано в табл. 4 и 5. Они содержат сумму сведений по нескольким тысячам включений. В табл. 4 отражены соотношения типов включений в горизонтальном ряду, т.е. абсолютные оценки объема включений в сравниваемых вулканитах. Например, при обследовании крупнейшего базальтового массива Ключевских вулканов и Плоских сопок общим объемом около  $2000 \text{ км}^3$  обнаружено не более десятка включений, в то время как такое же их количество можно собрать в одной глыбе агломератового потока вулкана Безымянного или отложений направленного взрыва Шивелуча. В табл. 5 иллюстрируются соотношения типов включений в вертикальном ряду, т.е. в пределах пород одного вулкана.

К таблицам необходимо сделать следующие дополнения. В базальтах Ключевского вулкана встречаются мелилиты [22]. Известковистые метаморфизованные породы (возможно, также мелилиты) встречены и на Аваче. Описанные Б.И. Пийпом [22] ороговиковые габброиды и гипербазиты в породах Ключевского вулкана идентичны выделенным нами основным и меланократовым кристаллическим сланцам и отнесены в эту группу. Гипербазиты наиболее распространены в пирокластах Шивелуча и Авачи. Здесь преобладают дуниты или

#### Окончание подписи к рис. 2.

микрокристаллического габбро (в); XXV -  $Px-Pl$  гранулит (а) с полоской амфиболового габбро (б); XXVI - такситовое амфиболовое габбро (амфиболит) (а -  $Amf > Pl$ , б -  $Pl > Amf$ ); XXVII - амфиболит с ксеноморфными пятнами, сложеннымными плагиоклазом (вмещающий андезит и включение окислены (бурый цвет)); XXVIII - амфиболит со стекловатой оторочкой (черное - скопления амфибала); XXIX - амфиболовое габбро (а), в эндоконтакте наблюдается обогащение амфиболов (б); XXX - ядро перидотитового состава (а) в амфиболите (б); XXXI - полосчатый амфиболитовый гнейс; XXXII - формы гомеогенных включений, имеющих состав, близкий к спекссартиту ( $Amf + Pl + Cl$ ); XXXIII-XXXV - кристаллы-включения, близкие по форме к габитусу амфибала: XXXIII - амфибол преобразован с выделением обильного  $Mg$  и новообразованного  $Ol$  (а) и мелких выделений  $Amf$  (б), в - залив основной массы вмещающего андезита, XXXIV - мелкозернистый амфиболит со следами коррозии расплавом (точки), XXXV - мелкозернистый черный горнблендит (а), перидотит (б), оторочка горнблендита (в), выделения оливина в амфиболе (г); XXXVI - включения в породах базальт-андезито-базальтовой формации (а - включение кристалли (среднезернистое  $Px-Pl$  габбро), б - гранулированный кристалл  $Pl$ , в-д - обломки лейкогаббро); XXXVII - характер расплавления включений (черное), образующих газовые полости и полосы в лавах

Таблица 4

Абсолютная встречаемость включений в породах вулканов (отношение

количество включений к объему вмещающих пород)

Порода	Базальтовая формация				Андезитовая формация					
	Кл.	Пл.	Тлб.	Хрч.	Бэм.	Змн.	Уд.	Усп.	Шив.	Авч.
Гипербазиты	+		+	+	x		x	x	+++	+++
Габбро, габбро-диориты	+	+	++	+		++	+	x	x	++
Амфиболовое габбро				x	++		+	++	++	++
Различные амфиболсодержащие					+++		++	+++	+++	++
кристаллические сланцы										
Пироксен (оливин)-плагиоклазо-	x	x		+	x	+	++	++	+	
вые и меланократовые кристалли-										
ческие сланцы										
Роговики	+	+	+			+	+	++	++	+

Примечание. +++ - наиболее распространенный тип включений; ++ - встречаются часто; + - встречаются редко; x - экзотические включения; пустая клеточка - отсутствие оценки (не встречены). Сокращения: Кл - Ключевс-

кой, Пл. - Плоские сопки, Тлб - Острый Толбачик и Плоский Толбачик с аре-

альными зонами, Хрч. - Харчинский, Бэм. - Безымянный, Змн. - Зимины соп-

ки, Уд. - Удины сопки, Усп. - Успенский, Шив. - Шивелуч, Авч. - Авача.

Таблица 5

Относительная встречаемость включений в породах отдельных вулканов\*

Порода	Базальт-андезито-базальтовая фор-				Андезито-базальтовая или андезитовая формация						
	Кл.	Пл.	Тлб.	Хрч.	Бэм.	Змн.	Уд.	Усп.	Шив.	Авч.	
	$\beta, \alpha\beta$	$\beta$	$\beta, \alpha\beta$	$\beta$	$Amf\ a$	$\beta, \alpha\beta$	$Px\ a, y$	$Amf\ a$	$\beta$	$Px\ a, \alpha\beta$	$Amf\ a$
Гипербазиты		?		+++						+	
Дуниты	+++		+	+	+			x		+++	+
Лерцолиты				+							+
Верлиты			+	++	+		+	+	+	+	++
Гарцбургиты	+				+					+	+++
Пироксениты				++	+		+	++	++	++	+
Габброиды					+						
Лейкогаббро, аортозиты	+	+++	++			+++	+++	++	++	+	+
Габбро	++	+	+++	+	x	++	+			+	++
Гиббро-нориты, нориты	++	+			x	++	++	++	+	+	+
Троктолиты				+				+	+		
Амфиболовое габбро					x		++				
Горнблендиты					++		++				
Диориты, гранодиориты, граниты,					++	x	x	+			
монцониты								++			
Пироксен (оливин)-плагиоклазовые	++			++	+	++	++	+++	+++	++	
сланцы											
Амфиболиты					+++		+++			+++	+++
Пироксен-амфиболовые сланцы					+		+++			++	+++
Меланократовые сланцы	++				+					+	+
Биотитсодержащие сланцы								+	+	+	+
Амфибол(биотит)-магнетитовые сланцы					+		+	+	+	+	+
Амфиболизированные и ороговикован-					+		+	+	+	+	
ные базальты, пикриты					++					++	+
Гранат-пироксеновые породы											x
Роговики, кремни, пемзы, обломки	++	+	+	x	++		++		++	++	
кварца											

\* См. примечание к табл. 4.

богатые оливином верлиты, а на Аваче, кроме того, широко представлены гарцбургиты, в то время как для остальных вулканов более обычны клинопироксены или примыкающие к ним верлиты. Включения гипербазитов в роговообманковых андезитах (в случае их редкой встречаемости, например: на вулканах Большая Удина, Безымянный и др.) и в биотитсодержащих базальтах (Харчинский вулкан) обычно в той или иной мере амфиболизированы, вплоть до образования кортландитов.

В группу амфиболовых габбро выделены средне- или крупнозернистые, иногда пегматоидные по структуре породы, раскристаллизованные сравнительно равномерно. Однако нередки случаи, когда такие же габбро участвуют в строении эвтакситовых пород, в которых они явно метаморфогенны (рис. 3). Троктолиты встречаются в оторочках зональных включений и ассоциируют с габброидами. Лейкогаббро широко распространены в оторочках и в виде самостоятельных обломков.

Из выделенных в ксенолитах габброидов большинство является пироксен-плагиоклазовыми, и лишь в ареальных базальтах Плоского Толбачика и на Большой Удине встречаются оливиновые габбро. Габброиды наиболее часто имеют средне- и мелкозернистые структуры, и лишь для Зиминских сопок характерны пегматоидные крупнозернистые габбро или аортозиты.

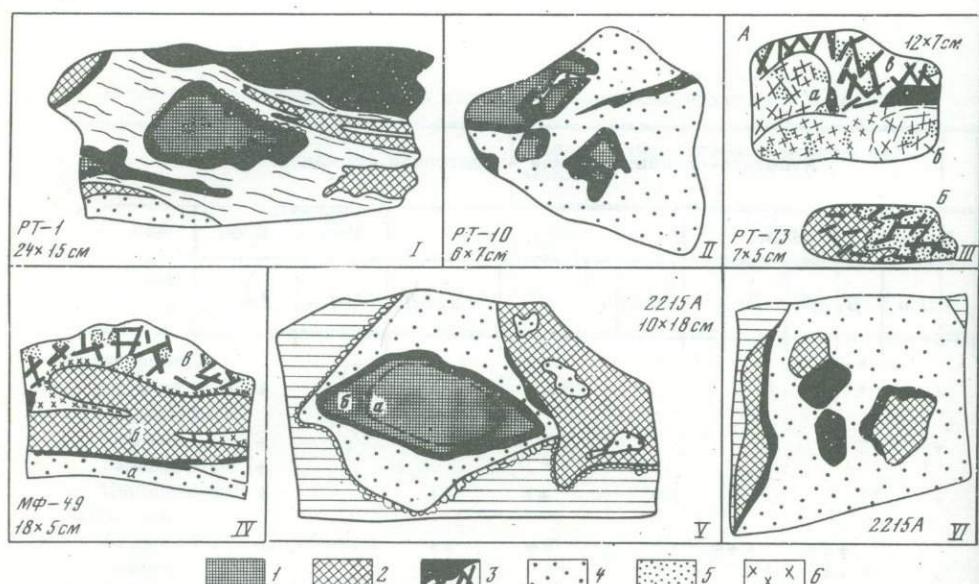


Рис. 3. Соотношение ультраосновных и амфиболсодержащих пород во включениях

1 - ультраосновные породы; 2 - амфиболиты; 3 - горнблендиты и отдельные крупные выделения амфиболя; 4 - амфиболовые габбро; 5 - участки пористых стекол; 6 - тонкополосчатый амфиболит (переводование полос и линз, обогащенных *Pl* или *Amf*). I, II - включения гипербазитов (верлитов) в эвтакситовом амфиболите вулкана Авача (вокруг гипербазита агрегат черного амфиболя - горнблендит, в крупных самостоятельных полосах и жилах - то же); III, IV - переходы от мелко- и среднезернистых амфиболитов к пегматоидным амфиболовым габбро в полосчатых образцах включений (вулкан Авача); III А - пятнистая перекристаллизация амфиболита с образованием участков мелкозернистого (а), среднезернистого (б) и гигантозернистого пегматоидного (в) строения; III Б - очень много стекла, количество плагиоклаза резко уменьшается; IV - аналогичное преобразование в породе, сложенной полосами амфиболового габбро и амфиболита с малым (30%) содержанием плагиоклаза; V, VI - мономинеральный пироксеновый гранулит (*Pl* - 5-7%) (а - светло-зеленая разность, б - зеленая)

На Удиных вулканах имеются полный набор включений от гипербазитов до габброидов и амфиболитов (горнблендитов), а также различные пироксен (оливин) – или биотит–плагиоклазовые кристаллические сланцы. Гипербазиты встречаются редко, они амфиболизированы и находятся в ассоциации с амфиболитами и горнблендитами. Те и другие отмечены в роговообманковых андезитах экструзивных куполов. Габброиды и упомянутые сланцы не обнаружены в этих андезитах, но типичны для пироксен (оливин)–плагиоклазовых андезито–базальтов и андезитов, где они встречаются совместно с пироксенитами. На вулкане Авача обломки гипербазитов и амфиболитов присутствуют совместно, но отдельно от включений безамфиболовых габброидов. По–видимому, те и другие выносятся различными вулканитами. Амфиболиты и гипербазиты ассоциируют с пирокластами рогообманковых андезитов, хотя имеются включения гипербазитов в базальтах. Аналогичная ситуация нахождения указанных включений наблюдается и на вулкане Шивелуч. Среди амфиболитов вулкана Авача, наряду с тонкополосчатыми и сланцеватыми разностями, обычными для других вулканов, широко представлены грубополосчатые или эвтакситовые амфиболиты (см. рис. 3). Геологические наблюдения не оставляют, таким образом, сомнений в том, что в большинстве случаев указанные типы амфиболодержащих включений, в том числе гипербазитов, представляют собой обломки пород, пространственно тесно связанных и в некоторых случаях подвергшихся послойному избирательному плавлению.

Породы более кислые, чем габброиды, среди включений описываемых вулканов распространены неравномерно. Габро–диориты часто встречаются на Аваче и редко на других вулканах. На Зиминых сопках среди дацитов и андезитов наблюдались обломки кварцевых монцонитов, на Шивелуче – диориты, близкие к тоналитам. Среди включений Авачи найдено несколько экзотических образцов гранитов, очень похожих на граниты Срединного массива метаморфид.

Данные табл. 5 позволяют сделать вывод о взаимосвязи состава включений и вмещающих вулканитов: породы метаморфического и интрузивного облика с амфиболом распространены преимущественно в роговообманковых андезитах, а пироксен (оливин)–плагиоклазовые габброиды или кристаллические сланцы – в пироксен (оливин)–плагиоклазовых андезитах, андезито–базальтах, базальтах. Ранее этот факт уже отмечался [5, 9]. Гипербазиты встречаются почти на всех вулканах, но особенно широко – на вулканах андезитовой формации, имеющих значительные объемы (Шивелуч и Авача). Установленные соотношения достаточно устойчивы, поскольку они характеризуют не только пространственно разобщенные объекты, но и сменяющиеся по составу породы одного и того же вулкана. Это особенно ярко проявлено на Удиных вулканах. Если исключить из рассмотрения явные обломки пород неглубоко залегающего фундамента (роговики, кремни, осадочные породы и др.), то распределение включений в вулканитах показывает закономерное соответствие парагенезисов минералов включений и вмещающих пород, что позволяет сделать вывод об общности происхождения тех и других.

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД ВКЛЮЧЕНИЙ

При выборе названий пород учитывались их состав и текстурно–структурные признаки в соответствии с предлагаемыми классификациями [24, 25].

Метаморфические породы имеют полосчатые, сланцеватые, плойчатые, такситовые и другие характерные текстуры и гломеробластовые, бластопорфировые структуры. Не всегда однозначно отнесение пород типа амфиболового габбро или горнблендита к метаморфическим или магматическим породам. Наличие реликтовых минералов ( $P_x$  и  $P_l$ ) в этих габбро и их сонахождение с типично метаморфическими породами указывают на то, что в большинстве случаев амфибол в них является наложенным минералом. То же относится и к горнблендитам.

Таблица 6

Количественно-минералогический состав включений, %

Образец, местонахождение	<i>Pl</i>	<i>Amf</i>	<i>Clpx</i>	<i>Opx</i>	<i>Ol</i>	<i>Mt</i>	<i>Bi</i>	Примечание
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Анортозиты								
2775A, Тлб.	92,9	-	-	-	7,0			Пленки стекла. Офитовая структура
2105к, Змн.	93,7	-	2,4	-	-	1,8		$Gl = 2\%$ . Гипидиоморфноэзернистая структура
2105д/1, Змн.	91,5		5,8		2,2	0,5		Катаизаз
Лейкократовые габбро								
2711/2, Пл.	I 46,8 II 41,5		6,5			2,7	<i>Ap</i> = 0,7	Микрокристаллическая офитовая структура
2756/11, Кл.	79,1		12,7	2,4	3,7	2,2		Аллотриоморфноэзернистая структура
2756/12, Кл.	71,1		14,6	0,6	11,8	0,9		$Gl + Krs$ - 1%
2774а, Тбл.	75,1		6,8		12,3	2,1		Стекло, катаизаз. Диабазовая структура
2105д/2, Змн.	81,6		14,2		0,4	1,7	<i>Ap</i> = 0,5	$Gl$ до 3%, <i>Sph</i> . Гипидиоморфноэзернистая структура
2197з, Уд.	79,4		17,1		2,8			Кокардовая структура. Зональное включение
2188п, Уд.	81,0		2,6		11,4			Зональное включение. Тректолит
2105г, Змн.	71,5		25,9		0,3	2,3		<i>Clpx</i> крупный, ксеноморфный
2738/1, Пл.	85,6		8,5		2,7	1,5	<i>Krs</i> = 0,3	$Gl = 1,4\%$ . Габбро-диабазовая структура
Габбро и оливиновые габбро								
2774в, Тлб.	62,7		22,1		7,6	2,2		$Gl \approx 5,6\%$ . Диабазовая структура. Симплектит ( <i>Mt</i> + <i>Ol</i> )
2775A-2, Тлб.	34,0		19,0		29,7	7,1		Габброновая структура
2774A, Тлб.	75,1		6,8		12,3	2,1		<i>Gl</i> . Интенсивный катаизаз
2775A-I, Тлб.	65,6		14,8		11,6			$Gl = 8,0\%$ . Габбро-оффитовая структура
КФ-5, Авч.	53,1		45,8			1,1		Структуры распада в <i>Clpx</i> с обильным выпадением <i>Mt</i>
2178в, Уд.	37		24,7		25,4			Стекло+ <i>Pl</i> (49,9%) заполняют промежутки между <i>Clpx</i> и <i>Ol</i>
2134ж, Бэм.	37,7	13,7	31,3	7,3	-	10,1		Симплектит ( <i>Clpx</i> + <i>Mt</i> ). Частичная амфиболизация <i>Px</i> . Радиально-концентрическая текстура
Габбро-нориты								
2756/3A, Кл.	74,9		9,0	13,0	0,3	1,5		$Gl$ до 3%. <i>Clpx</i> - в крупных выделениях
2756/10, Кл.	75,5		9,0	12,9	1,0	2,0		Аллотриоморфноэзернистая структура
2759/4, Кл.	55,0		17,6	5,7	0,9	2,0		Порфировидная долеритовая структура $Gl \approx 16\%$
2197в, Уд.	71,8	2,3	12,7	10,6		1,6	<i>Ap</i> = 0,2	$Gl = 0,8\%$ . Катаизаз. Габбро-диабазовая структура
2529A, Кл.	77,7		7,8	8,9	4,8	0,8	<i>Ap</i> = 0,6	<i>Ol</i> кородирован
2721/3, Пл.	71,0		9,3	10,2	1,5	0,6		$Gl = 7,2\%$ . Диабазовая, местами пойкилитовая структура

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Габбро-диориты, диориты и близкие к ним породы								
PT-74, Авч.	75,3		11,1	3,6		3,0	$Q_w = 3,2$	Участки гранофира 2,7%. Пан-идиоморфноэзернистая структура.
MФ-94, Авч.	63,5	23,2	5,2	$Q_w = 5,7$	$Ap = 0,3$	1,8	0,4	Габбровая структура. $Amf$ и $Bi$ развиваются по $Clpx$
5878/1, Шив.	47,6	0,5	5,9	1,5	0,3			Агрегат $Pl + Qw + Px$ (43,5%) мелкозернистого строения
2171, Змн.	69,5	1,1	1,3	1,7		0,6	$Q_w = 7,6$	Присутствует калиевый полевой шпат. $Amf$ опацитизирован
2165, Змн.	$Or = 18,2$	41,6	1,9	5,8		1,0	$Q_w = 0,9$	Гл = 48,8%. Характерны сростки $Opx + Clpx$
Базальты, диабазы, порфировидные габброиды								
2128б, Бэм.	I 44,8 II 2,3			14,0		15,6		Роговиковая масса - 23,3% $Bi$ и $Mt$ занимают промежутки между крупными выделениями $Pl$ и $Opx$
2127, Бэм.	I 5,0 II 2,7		2,3	15,4		1,1		Ороговикованной основной массы 72,4%
580а, Бэм.			9,0	20,4		1,8		Ороговикованной массы с $Bi$ и $Mt$ 68,8%. Прожилки стекла
2128, Бэм.	26,2	3,7	14,1			2,7		Ороговикованной массы 53,3%. $Amf$ в основной массе и закраинах $Px$
2128а, Бэм.	29,7	9,7	12,9		1,6	0,9	$545,2$ (+ $Pl$ )	$Bi$ ассоциирует с $Pl$ , занимают интерстиции выделений $Pl$ и $Clpx$ , также - по $Amf$
2356, Тлб.	29,9		41,1		6,5		0,2	Хлорита 5,3%. Основная масса полноцристаллическая ( $Pl + Px + Mt$ ). Порфировая структура с выделениями $Clpx$
MФ-8в, Авч.			25,5		12,4			Основной массы интерсерпельной структуры 62,1%
2721/3, Пл.	57,1		3,8	2,4	2,1			Плавленого габбро 34,6%
2759/4, Кл.	55,0		17,0	5,7	0,9	2,0		Порфировидной текстуры, долеритовой структуры 16,1%
Амфиболовые габбро								
2244а, Усп.	79,5	10,8	4,3	1,4	-	4,0		$Amf$ развивается по $Px$ , обилье $Gl$ . Катаизаз
2142б, Бэм.	64,8	33,7		0,5		0,7	0,7	Пленки стекла. Пойкилитовая структура. Реликты $Px$
2217д, Усп.	68,4	30,1				1,5		Полосчатая структура, среднезернистая структура
5702/60, Шив.	14,7	74,9		7,6		2,1	0,2	$Gl \approx 0,4%$ . Реликты $Opx$ и $Pl$ (норит?)
5714/9, Шив.	46,5	50,2	0,9			2,4		Реликтовый $Clpx$ . $Amf$ опацитизирован
PT-67, Авч.	55,3	37,8				5,7		$Gl$ до 3% в ассоциации с $Mt$ . Крупнозернистая пегматоидная структура. Участками $Pl$ до 75%
PT-73, Авч.	20,3	54,6				3,0		$Gl = 22,1%$ . В стекле микролиты $Amf$ и $Pl$ . Пегматоидная структура
PT-26, Авч.	54,4	42,5				3,0	$Ap = 0,1$	Катаизаз. Габбровая структура
PT-10A, Авч.	73,3	26,4					$Ap = 0,3$	Крупные выделения $Ap$

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Амфиболиты								
2217e, Усп.	79,2 64,3	13,9 30,6		0,7	4,7 5,1	$Ap = 1,3$		Полосчатая текстура. Гранобластовые структуры. Пленок стекла до 1,5%
2244з, Усп.	39,1	56,6			4,3			Порфиробластовая гранобластовая структура. Пленки <i>Gl</i>
2235в, Усп.	28,9	64,3			6,7			Крупнозернистая бластовая структура
2217а, Усп.	68,4	30,1			1,5			Полосчатая текстура
2142в, Бэм.	16,5	81,3			2,2			Пегматоидная структура. <i>Gl</i> – включения и пленки вокруг <i>Pl</i>
2142п, Бэм.	37,9	60,1			2,0			Лепидогранобластовая структура
2157, Бэм.	38,3 55,3	59,5 30,4	1,6 5,4	0,1				Реликты <i>Clpx</i> , гранонематобластовая структура
2142 г, Бэм.	30,1	69,8			0,1			Полосчатая стекстура
5734/6, Шив.	28,4	70,7		$Sp = 0,7$				Гнейсовая очковая текстура
2640/8 Шив.	52,2	45,6	1,6		0,5			Линзовато-параллельная порфиробластовая текстура. Реликты <i>Clpx</i> , $Sph = 0,1\%$
8008/9, Шив.	29,2	68,4	1,6		0,8			Порfirогранонематобластовая структура. Реликты <i>Clpx</i> в <i>Amf</i>
PT-17, Авч.	32,9	45,9	15,5		5,7			Гранобластовая мозаичная структура. Реликты <i>Clpx</i>
PT-1Б, Авч.	62,1	37,0			0,9			Эвтакситовая текстура. Участки меланакратового строения
Горнблендины								
2215, Усп.		95,4		0,4	4,2			Пойкилитовая структура <i>Ol</i> ассоциирует с <i>Mt</i>
PT-21, Авч.	6,5	92,2			1,3			<i>Mt</i> развивается в зонах опацитизации
PT-19, Авч.	2,1	96,6			$Ap = 1,3$			<i>Pl</i> наложен на <i>Amf</i> в виде прожилок. Пегматоидная структура
Пироксен–амфиболовые кристаллические сланцы								
2142к/2, Бэм.		53,0	42,0		1–1,5 до 7%			Пленки стекла. Гранобластовая структура
2614/343, Шив.	3,1	65,0	30,4	0,9	0,3			<i>Orpx</i> серпентизирован. Порфиронематобластовая структура
2614/19, Шив.	1,0	89,4	7,6	2,3				Гранонематобластовая гнейсоватая структура
5702/3А, Шив.	6,4	35,1	39,1	17,5	1,2			Массивная текстура. Пойкилобластовая структура. Наложенный <i>Amf</i> на гранулированный гипербазит
Слюдистые (биотитсодержащие) сланцы								
2142м, Бэм.	24,0 ~ 60	3,4	24,5 ~ 40		48,1			Полосчатая гнейсоватая текстура с неравномерным обогащением полос <i>Bi</i> . <i>Bi</i> развивается по <i>Clpx</i>
5702/3, Шив.	17,4	2,1	19,3	1,3	59,4			Полосчатая гетеробластовая структура
5758/1, Шив.			11,2		88,8			Нематогранобластовая структура
2614/20, Шив.	63,8	4,3	5,2	4,7	22,0			Пленки стекла. Липидогранобластовая структура

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Пироксен–плагиоклазовые сланцы								
2127А, Бэм.	6,8	8,8				1,0		
2167, Змн.	90,5		9,3			0,2		
	89,2		9,6	0,8		0,4		
2203Б, Уд.	81,5		18,2		0,3		1,2	
2183а, Уд.	32,7		3,1	4,2		3,9		
2197з, Уд.	10,9			17,1				
2614/25, Шив.	63,0	1,8	I 4,1 II 13,4			17,6	0,1	
Хр-Бг, Хрч.	75,5		II 17,1			7,2	$Ap = 0,2$	
Хр-Бд, Хрч.	61,9	2,7	31,3			2,8	1,3	
2222г, Усп.	52,7	3,6	41,3			2,1	0,3	
2244ж, Усп.	32,7		66,8			$Mt + Sph =$ $= 0,5$		
По Шив.	34,5	13,1		46,8		5,6		
Оlivин–пироксен–плагиоклазовые сланцы								
2197и, Уд.			5,4	12,3	27,7			
2198, Уд.	52,2		28,4	13,6	4,3	$Sp = 1,5$		
21926/3, Уд.	40,3		14,9	16,7	27,6	0,5		
2197и <sup>1</sup> Уд.	42,9		25,4	22,3	9,4			
Оlivин–пироксеновые (меланократовые) сланцы								
2192/2, Уд.	<5		83		12			
2215А, Усп.	3,5		96					
2201в, Уд.	12,3		64,8	7,9	13,7	1,3		
Гранат–пироксен–плагиоклазовый сланец								
5702/57, Шив.	51,2		I 8,6 II 27,9			$Sp = 0,2$ $Ga = 12,3$		

\* Примечание. В графе 7 показан рудный минерал. Возможно, что в это количество в некоторых случаях входит темная шпинель. I и II – крупные и мелкие генерации вкрапленников. Все подсчеты сделаны на приборе МИУ-1. См. примечание к табл. 4.

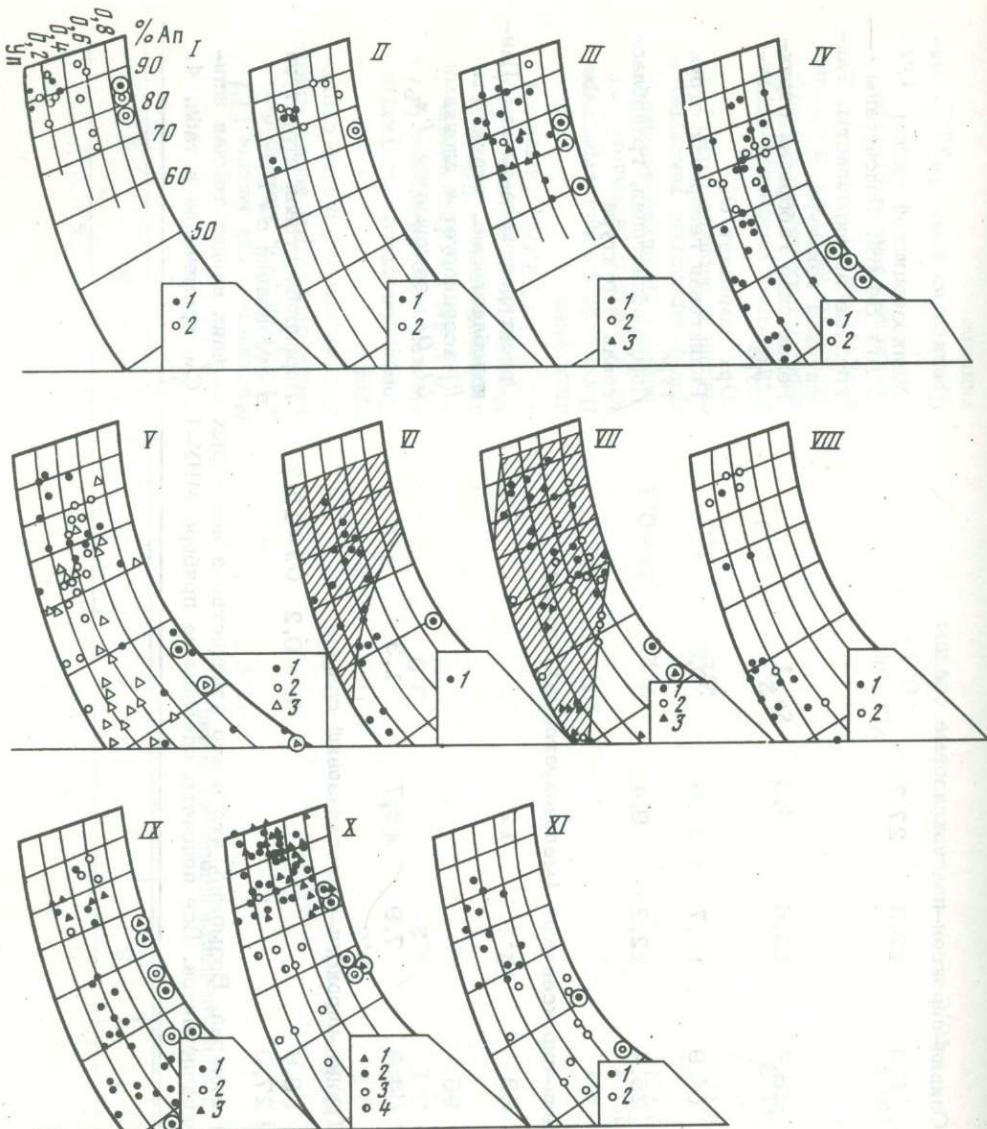


Рис. 4. Диаграммы состав – упорядоченность для плагиоклазов включений и вмещающих лав

I – анортозиты: 1 – Толбачик (1), 2 – Зимины сопки (2); II – лейкогаббро: 1 – Удина сопки (1), 2 – Зимины сопки (1); III – габбро и оливиновые габбро: 1 – Толбачик (2), 2 – Удина сопки (1), 3 – Безымянный (1); IV – габбро-нориты: 1 – Плоские сопки и Ключевской (3), стекловатые плагиоклазы, 2 – Ключевской (обр. 2520а), поликристаллические плагиоклазы; V – габбро-диориты: 1 – Авача (2), 2 – Авача (обр. 5878/1), 3 – Зимины сопки (1); VI – вмещающие андезито-базальты: 1 – Зимины сопки (2); VII – вмещающие андезиты: 1 – Удина сопки (2), 2 – Безымянный (1), 3 – Шивелуч (1); VIII – амфиболиты и гранулиты по габброидам: 1 – Толбачик (1), гранулит, 2 – Безымянный (1), амфиболовое габбро; IX, X – амфиболиты и амфиболовые габбро: IX – 1 – Шивелуч (4), 2 – Безымянный (3), 3 – Удина сопки (1), X – 1 – Успенский (3), 2 – Авача (5), 3 – Авача (обр. РТ-21<sup>а</sup>); 4 – Авача (1), горнблендит; XI – гранулиты: 1 – Харчинский (1), 2 – Зимины сопки (2). Знаки в кружке – нормативный состав плагиоклаза, штриховка – наиболее типичные поля состава и упорядоченности плагиоклаза в базальтах Билюккая (VI) и андезито-дацитах Карымского (VII). В скобках после названия вулкана – количество анализированных шлифов

Среди амфиболитов встречаются разности порфиробластовой структуры, напоминающей структуры пикритовых или пироксен-плагиоклазовых базальтов. Это сходство дополняется тем, что отмеченные базальты встречаются в самостоятельных обломках, а кроме того, встречены порфиробластовые амфиболы в контакте с кварцитами. Имеются примеры постепенного преобразования базальтов в амфиболиты. В связи с этим разделение на метаморфизованные базальты и амфиболиты, которое дается ниже, является в некоторой мере условным. Такая условность имеется и в выделении пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Кроме линейно ориентированных сланцевых пород, к ним относятся такситовые, обычно мелкозернистые породы ( $Px + Pl + Ol$ ) с гранобластовыми структурами, встречающиеся в ассоциации с габброидами и гипербазитами. В ряде случаев можно наблюдать образование сланцев по указанным породам интрузивного облика.

Можно говорить и об ороговиковании интрузивных пород, однако выделению роговиков при этом противоречат текстурные признаки. Кроме того, сами сланцы часто, действительно, ороговикованы и оплавлены.

В табл. 6 приведен количественно-минералогический состав основных типов пород включений. Ниже будут охарактеризованы некоторые важные признаки этих пород, в том числе особенности их минерального состава. Состав плагиоклазов показан на рис. 4. Определение плагиоклаза проводилось по методике, предложенной Ю.В. Ванде-Кирковым [26].

Анортозиты состоят преимущественно из плагиоклаза ( $Pl \pm Clpx \pm Ol \pm Mt$ ). На Зиминих сопках темноцветные в анортозитах представлены  $Clpx$ , реже  $Ol$ , на Плоском Толбачике —  $Ol$ . Все анортозиты катализированы, иногда в них наблюдаются пленки стекла, связанного с плавлением. Состав плагиоклаза довольно стабилен, колеблется от  $An_{82} - An_{98}$  до  $An_{72-77}$  в различных анортозитах. При этом подобный состав имеют как крупные, так и мелкие выделения. Упорядоченность плагиоклаза 0-0,6. Наблюдается соответствие нормативного и модального составов плагиоклаза. В андезито-базальтах, вмещающих анортозиты Зиминих сопок, плагиоклаз зонален ( $An_{43-77}$ ), при этом в ядрах плагиоклаз более основной. Указанный разброс в составе плагиоклаза андезито-базальтов характеризует в равной мере как крупные, так и мелкие выделения.

Лейкократовые габро ( $Pl + Clpx + Ol + Mt + Opx$ ) состоят преимущественно из плагиоклаза и клинопироксена, хотя в некоторых образцах в заметном количестве присутствует оливин и они в этом случае близки к троктолитам. В лейкогабро включений II формации часто наблюдаются алатит и сфер, иногда в заметном количестве. В некоторых стекловатых лейкогабро отмечен кристобалит. Структуры — аллотриоморфные зернистые, иногда диабазовые и пойкилитовые. В участках пойкилитового строения скелетный клинопироксен, кристаллизовавшийся, по-видимому, последним, облекает выделения плагиоклаза. Оливин обычно ксеноморфен, часто включен в клинопироксен или оторочен его мелкими выделениями. Характерна ассоциация  $Clpx + Ol + Mt$ . Клинопироксен имеет окраску от слабо-зеленоватой до коричневато-зеленой. Состав плагиоклаза в двух образцах лейкогабро (см. рис. 4) —  $An_{70-90}$  с широкими вариациями упорядоченности (от 0 до 0,8). Плагиоклазы не зональны, состав их близок к нормативному.

Габро и оливиновые габро ( $Pl + Clpx \pm Ol \pm Mt$ ) представлены пироксен-плагиоклазовыми и оливиновыми габро. В последних содержание  $Ol$  достигает 40%. Оливиновые габро характерны для включений на Удинских сопках и Плоском Толбачике. Обнаружены плавленые оливиновые габро (Удина сопки), содержащие до 50% стекла с микролитами  $Pl$ . В таких породах обычно наблюдаются катализ и распад темноцветных минералов с выделением рудного ( $Mt$ ). При этом встречаются как симплектитовые прорастания ( $Ol + Mt$ ), так и обильная опакитизация клинопироксена с выделением тончайшей магнетитовой пыли. Структура пород — габбровая, габбро-оффитовая, реже диабазовая. В оливиновых габро замечен идиоморфизм оливина перед клинопироксеном, однако в стекловатых образцах оливин резко ксеноморфный.

Состав плагиоклаза в габбро  $An_{60-96}$ , но в большинстве случаев он более основной, чем  $An_{70}$ . Отмеченный разброс состава характеризует группу габбродиоритов в целом. В отдельных образцах он обычно не превышает 15 номеров. Наибольший диапазон состава плагиоклаза наблюдался в оливиновом габбро (обр. 2775А/2), где крупные, часто зональные плагиоклазы ( $Pl II$ ) имеют состав  $An_{60-74}$ , а мелкие лейстовидные, ассоциирующие со стеклом ( $Pl III$ ), —  $An_{60-87}$ . В этом образце наблюдается ряд других аномалий: развитие реакционного клинопироксена по оливину, поздняя кристаллизация магнетита, наличие крупных включений ( $Gl + Mt$ ) в оливине. Петрографические признаки позволяют реконструировать эту породу как плавленый троктолит, докристаллизованный в близповерхностных условиях. В позднюю стадию образованы  $Pl II + Clpx + Mt + Gl$ . Зональность в плагиоклазах, за указанным исключением (обр. 2775А/2), отсутствует. Упорядоченность низкая или средняя ( $< 0,6$ ), модальный и нормативный составы плагиоклаза близки. В плавленых габбро наблюдаются деанортитизация плагиоклаза и появление в нем пятнистого угасания, например  $An_{85} \rightarrow An_{79}$ . С участками более кислого плагиоклаза ассоциируют включения стекла.

Габбро-нориты ( $Pl + Opx + Clpx + Mt \pm Ol$ ) — характерные породы включений для всех вулканов. Среди габбро-норитов часто встречаются стекловатые разности. Структуры — обычные для габбродиоритов. Широко развиты сростки  $Opx + Clpx$ . Состав плагиоклаза, измеренный в четырех образцах габброноритов, трех стекловатых и одном поликристаллическом, различается степенью его стабильности. В последнем образце он имеет состав  $An_{74-60}$  (см. рис. 4). Плагиоклаз не зонален, со средней упорядоченностью. Частично деанортитирован, при этом расхождение состава первичного и новообразованного  $Pl$  достигает 10 номеров. В стекловатых габбро-норитах вариации состава  $Pl - An_{40} - An_{88}$ , при этом упорядоченность возрастает от средних к основным плагиоклазам. Этот ряд непрерывен и аналогичен сходному же распределению состава — упорядоченности  $Pl$  в базальтах Ключевского вулкана [27]. В отдельных габбро-норитах с подобным распределением состава  $Pl$  стекло явно связано с плавлением (обр. 2721/3). В плагиоклазах при этом наблюдается деанортитизация по дефектам кристалла и основным кристаллографическим направлениям или по зонам, например  $An_{87} \rightarrow An_{59} \rightarrow An_{46}$ . На рис. 4 показано изменение состава плагиоклаза в габбро-норите в связи с его амфибилизацией. Состав  $Pl$  меняется при этом от  $An_{85-90}$  до  $An_{40-50}$ . В стекловатых габбро-норитах модальный состав плагиоклаза более основной, чем нормативный. Соотношение того и другого составов здесь такое же, как и в плагиоклазе вулканитов, в данном случае базальтов или андезито-базальтов (см. рис. 4). Однако происхождение сравниваемых пород различно: в одном случае мы видим явные признаки плавления (габбро-нориты), в другом — кристаллизации (базальты).

Габбро-диориты, диориты и близкие к ним породы ( $Pl + Clpx + Opx + Qw + Or$ ) представлены в основном пироксен-плагиоклазовой ассоциацией. В некоторых породах присутствует заметное количество  $Mt$ , который при этом занимает промежутики между плагиоклазом и цветными. Амфибол в породах или наложен на пироксен (включения Авачи), или почти полностью диссоциирован на  $Mt + Px + Pl$  (включения Зиминих сопок). Вместе с амфиболовом в авачинских включениях присутствует иногда биотит. Эти породы в вулканитах Северной группы являются подщелоченными, иногда содержат калиевый полевой шпат. На Зиминих сопках обнаружены породы, близкие по составу к кварцевому монцониту или мангериту. Это интересно в связи с тем, что включения мангеритов встречаются вместе с анортозитами, т.е. в ассоциации, типичной для древних анортозитовых массивов [28].

Описываемые породы характеризуются значительными колебаниями состава и упорядоченности плагиоклазов (см. рис. 4) от  $An_{32}$  до  $An_{90}$ , причем эти вариации наблюдаются в каждой отдельной породе. В целом распределение состава — упорядоченность можно определить как разбросанное. Лишь в одном образце стекловатого габбро-диорита с Авачи наблюдается закономерное

уменьшение упорядоченности от основных к средним плагиоклазам. Такие же редкие характеристики для некоторых стекловатых габбро-диоритов (см. выше). Плагиоклазы обычно зональны. Вариации состава зон авачинских габбро-диоритов (обр. РТ-74, МФ-9А) — от  $An_{72-92}$  (ядро) к  $An_{62-85}$  (зона) и  $An_{32-50}$  (край) с постепенным возрастанием упорядоченности от 0,2 до 1. Во включениях Зиминих сопок более упорядочены основные плагиоклазы ядер, например  $An_{54}(0,5) \rightarrow An_{39}(0,2)$  или  $An_{64}(0,5) \rightarrow An_{43}(0,2)$ . В стекловатом шлавленном габбро-диорите (обр. 2170А) ядра зональных плагиоклазов имеют колеблющуюся, но в целом более высокую упорядоченность, чем краевые зоны:  $An_{60-85}(0-1,0) \rightarrow An_{40-45}(0-0,4)$ . Интересно отметить, что здесь зональны не только крупные выделения, но и те, которые по размерам близки к микролитам. Химический состав плагиоклаза из диорита Шивелуча приводится ниже (см. табл. 8). Нормативный состав в описанных городах близок к составу наиболее кислых генераций плагиоклаза. В авачинских габбро-диоритах он аналогичен составу внешних зон и пятен в плагиоклазах, имеющих более высокую упорядоченность.

Базальты, диабазы, порфировидные габброиды широко распространены на андезитовых вулканах: Шивелуч, Безымянный, Авачинский. Состав этих пород близок к раннегеосинклинальным базитам, в той или иной мере преобразованным, чаще всего амфиболизированным. По составу вкрашенников и структурным особенностям первичные породы могут быть реконструированы как пикриты и пироксен-плагиоклазовые базальты или диабазы. При амфиболизации происходит замещение клинопироксена амфиболом как в основной массе, так и во вкрашенниках. Иногда в ассоциации с  $Amf$  образуется биотит, наложенный на  $Amf$ . Плагиоклаз пятнами деанортитируется. На Плоском Толбачике среди базальтов обнаружены их ороговикованные разновидности с широким развитием хлорита по основной массе и железистых минералов ( $Mt + Hm$ ) по темноцветным:  $Ol$  и  $Clpx$ . Оливий в породах бесцветный, иногда со спайностью и симпликтитовыми прорастаниями ( $Ol + Mt$ ). Клинопироксен — слабо-зеленоватый, до зеленого. Амфибол — обыкновенная, иногда базальтическая роговая обманка.

Амфиболовые габбро ( $Pl + Amf + Mt \pm Px$ ) в большинстве случаев представлены более чем на 95% двумя минералами:  $Pl$  и  $Amf$ . В габброкающих вулканов Авача и Успенского часто содержится много (до 6%) рудного ( $Mt ?$ ). В этих породах редки реликтовые пироксены, обычны присутствующие в амфиболовых габбро вулканов Северной группы. Наблюдаются некоторые минералогические различия между теми и другими. Амфибол в габбро вулканов Северной группы чаще зеленый или бурый с заметным плеохроизмом. Амфибол и габбро Успенского и Авачинского вулканов — со слабо заметным плеохроизмом, от травянисто-зеленого ( $Ng$ ) до желтовато-зеленого ( $Np$ ). В образцах катализированных габбро этот амфибол вовсе теряет плеохроизм и имеет бледно-зеленоватую окраску.

В табл. 7 приведен химический состав амфиболов из четырех амфиболовых габбро Авачи и Шивелуча в сравнении с амфиболовым из амфиболитов и горноблендитов. Все амфиболовы, за исключением обр. 2157, относятся к ряду парасит-феррагастингситовых амфиболов, имеющих сравнительно высокое содержание  $Al^{IV}$ . Сравнение составов амфиболов из включений и вмещающих пород (андезиты и андезито-базальты), проведенное ранее С.Н. Волынцем с соавторами [29], а также наши новые данные показывают близость тех и других по химизму. Различается и состав плагиоклаза в сравниваемых габбро вулканов депрессии и Авачи. Во-первых, он преимущественно лабрадор-битовитовый, во-вторых — битовититовый ( $An_{75-90}$ ), среди последних отмечен также аортит. В плагиоклазах габбро Авачи часто наблюдаются деформационные двойники. В целом  $Pl$  здесь близок к  $Pl$  включений алливаллитов. В стекловатых пегматоидных амфиболовых габбро Авачи (обр. РТ-73) не наблюдается различий между крупными деформированными и новообразованными плагиоклазами ( $An_{68-90}$ ).

В табл. 8 приведен состав плагиоклаза из амфиболового габбро вулканов Авача и Шивелуч. Состав крупных монокристаллов плагиоклаза, ассоциирую-

Таблица 7

Составы амфиболов из включений

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Химический состав, вес. %					Химический состав, вес. %				
SiO <sub>2</sub>	41,64	40,88	42,42	44,46	44,00	43,52	44,09	39,78	47,02
TiO <sub>2</sub>	2,10	1,25	1,58	1,15	1,63	2,10	1,60	2,29	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,28	13,37	15,72	11,09	12,45	12,20	11,30	15,95	7,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,52	7,27	0,90	5,45	5,39	7,93	4,98	14,18	5,04
FeO	6,32	8,10	10,43	7,01	4,35	6,26	5,95	0,65	4,45
MnO	0,04	0,24	0,63	0,21	0,12	Не опр.	Не опр.	0,21	Не опр.
MgO	16,14	13,19	13,69	15,20	15,93	14,37	16,42	12,70	16,14
CaO	11,94	12,53	12,53	12,91	11,48	10,78	11,40	10,45	14,64
Na <sub>2</sub> O	2,27	2,21	1,63	1,84	2,03	1,43	2,10	2,50	1,35
K <sub>2</sub> O	0,27	0,36	0,58	0,36	0,37	0,42	0,73	0,59	0,26
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,97	0,60	0,13	0,43	1,46			0,13	0,70
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,09	0,16	0,28	0,15	0,90	0,62	0,59	0,15	1,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,28	0,02	0,21	Не опр.	0,12	0,10	Не опр.	0,30
Σ	99,93	100,4	100,5	100,5	100,1	99,75	99,32	100,02	99,51
Количества ионов в пересчете на 24 (O, OH, F)					Количества ионов в пересчете на 24 (O, OH, F)				
Si	6,138	6,135	6,303	6,607	6,274	6,504	6,594	5,900	7,054
Al <sup>IV</sup>	1,862	1,865	1,697	1,393	1,726	1,496	1,406	2,100	0,946
Al <sup>VI</sup>	0,445	0,495	1,053	0,553	0,371	0,653	0,596	0,688	0,333
Ti	0,233	0,135	0,178	0,134	0,174	0,236	1,180	0,255	0,072
Fe <sup>+3</sup>	0,501	0,829	0,107	0,607	0,580	0,892	0,560	1,582	0,558
Mg	3,546	2,945	3,035	3,366	3,377	3,201	3,660	2,807	3,603
Fe <sup>+2</sup>	0,779	1,018	1,294	0,866	0,518	0,782	0,744	0,081	0,546
Mn	0,005	0,027	0,072	0,027	0,012	-	-	0,026	-
Na	0,649	0,631	0,464	0,517	0,558	0,414	0,609	0,719	0,396
Ca	1,886	2,009	1,991	2,053	1,751	1,726	1,827	1,740	2,348
K	0,051	0,072	0,107	0,072	0,063	0,800	0,139	0,111	0,054
OH	0,954	0,594	0,107	0,393	1,386	-	-	0,129	0,702

Примечание. 1-4 - вулкан Авача: 1- оторочка вокруг перидотитового включения, 2 - обр. PT-67 - пегматоидное тектитовое амфиболовое габбро, 3 - обр. PT-100 - монокристалл из горнблендида, содержит немного вростков Clpx и Pl, ассоциирующих со стеклом (1-2%), 4 - обр. PT-10 - амфиболовое среднезернистое габбро; 5-7 - вулкан Шивелуч: 5 - сегрегация в дайке андезито-базальта, 6 - амфиболизированное габбро, 7 - горнбленди; 8 - пор-

фировидное стекловатое амфиболовое габбро, Большая Удина; 9 - обр. 2157 - амфиболит, амфибол содержит вростки Clpx (до 2%), вулкан Безымянный. Анализы 1, 5-8 - по О.Н.Волынцу и др. [29]; 2-4, 9 - выполнены в лаборатории ИВ ДВНЦ АН СССР, аналитик Н.Р.Гусакова.

Таблица 8

Химический состав плагиоклаза в мегакристаллах, амфиболовых габбро и диорите включений, вес. %

Компоненты	Вулкан Авача			Вулкан Шивелуч			
	AB-100	AB-11	РТ-73	5719/9	5702/45	8005Б	5733/1
CaO	20,2	19,1	18,7	11,7	9,3	8,2	5,5
Na <sub>2</sub> O	0,78	0,85	1,16	4,20	5,94	5,05	5,94
K <sub>2</sub> O	-	0,05	0,22	0,23	0,31	0,50	0,44
An	96	92	86,6	59	45,6	43	32,8
Ab	4,0	7,6	12,2	39	52,8	54	64,2
Or	-	0,3	1,0	1,1	1,6	3	3

Примечание. Обр. AB-100 и AB-11 - мегакристаллы плагиоклаза, РТ-73 - пегматоидное габбро, 5719/9, 5072/45, 8005Б - среднезернистое габбро, 5733/1 - плавленный диорит. Анализ AB-100 выполнен в лаборатории ИВ ДВНЦ АН СССР, аналитик Н.Р. Гусакова, остальные - в ГЕОХИ СО АН СССР, аналитик Г.И. Селиванова (неопубликованные данные О.П. Волынца).

ших с амфиболовыми габбро и андезитами вулкана Авача, -  $An_{96-92}$ , а в самом амфиболовом габбро -  $An_{87}$ , что согласуется с оптическими определениями. В габбро вулкана Шивелуч плагиоклаз имеет состав  $An_{43} - An_{60}$ , т.е. несколько более кислый, чем по оптическим определениям. Последняя особенность связана с тем, что химический анализ дает в данном случае валовый состав плагиоклаза, включающего как основной реликтовый плагиоклаз, так и сравнительно кислый новообразованный (при амфиболизации). Нормативный состав плагиоклаза авачинских габбройдов (обр. РТ-10Б, РТ-73, РТ-26) соответствует составу наиболее кислых генераций плагиоклаза в этих образцах. Заметное расхождение нормативного и модального состава плагиоклаза в авачинских амфиболовых габбро, вероятно, связано со сравнительно высоким отношением CaO/Na<sub>2</sub>O в амфиболах этих пород, что не учитывается при расчете нормативного плагиоклаза.

Различия амфиболовых габбро и амфиболитов по существу лишь текстурно-структурные. Габбро имеют равномерно-, средне- или крупнозернистые структуры. Для габбро включений Успенского и Авачи характерны пегматоидные структуры с крупными размерами  $Amf$  (до 2-3 см) и его четким идиоморфизмом. Ранее нами уже приводились аргументы в пользу метаморфической природы амфиболовых габбро (см. рис. 3). Об этом свидетельствуют также наблюдения над реликтовыми фазами в амфиболовых габбро Северной группы вулканов, позволяющие реконструировать первичные породы - пироксен-плагиоклазовые габбро или габбро-пориты. Однако в целом надо иметь в виду, что при отсутствии реликтовых фаз невозможно отличить амфиболиты и амфиболовые габбро, кристаллизующиеся из расплава в условиях равновесия при одинаковых  $PT$ -условиях [34].

Амфиболиты ( $Pl + Amf + Px$ ) состоят преимущественно из плагиоклаза и амфибала с широкими количественными вариациями этих минералов. Имеют характерные для метаморфических пород полосчатые, такситовые, сланцевые текстуры и различные гломеробластовые структуры. Из акцессориев обычны магнетит, апатит, зеленая шпинель (гершнит?), сfen. Некоторые амфиболиты Успенского и Авачи, как и амфиболовые габбро этих вулканов, содержат много (до 6%) магнетита. Указанное в табл. 6 количество  $Px$  относится преимущественно к реликтовым фазам в амфиболитах с порфиробластовой структурой. Почти всегда в этих амфиболитах можно видеть очертания и остаточное двойникование реликтового плагиоклаза. Шпинель встречается не во всех

амфиболитах. Она обычно включена в плагиоклаз. Образует ксеноморфные, иногда округлые скопления зерен. Цвет густо-зеленый (герцинит). В обр. 5734/6 шпинель встречена в крупных изометрических выделениях, замещающих какой-то минерал, возможно гранат. В центральных частях крупных выделений образуется клиноциканс, вокруг него — тонкая кайма плагиоклаза, далее следует кайма шпинели. Показатель преломления шпинели  $\approx 1,745$ ; иногда заметно двупреломление:  $N_g - N_p = 0,002 - 0,003$ .

Амфибол в амфиболитах вулканов Северной группы представлен зеленой, зеленовато-желтой или бурой базальтической роговой обманкой. Химизм амфиболя, плеохроирующего в зеленовато-желтых тонах, из амфиболита (см. табл. 7, обр. 2157) соответствует роговой обманке. Зеленовато-желтые амфиболы типичны для сравнительно однородных амфиболов, в которых утрачены черты первичной структуры, хотя здесь они могут чередоваться с бурой базальтической роговой обманкой, возможно за счет послойного окисления амфиболя. Амфибол в амфиболитах Успенского и Авачи аналогичен амфиболу из габбро этих вулканов.

Существенно различаются плагиоклазы в амфиболитах тех и других вулканов (см. рис. 4, IX-X). В большинстве изученных образцов, вне зависимости от зернистости амфиболитов — от крупно- до мелкозернистых, на вулканах Авача и Успенский плагиоклазы имеют состав  $An_{70-100}$  со средней и высокой степенью упорядоченности (преимущественно  $0,4-1,0$ ). Плагиоклазы не зональны. Лишь в одном образце амфиболита с пойкилобластовой структурой (обр. РТ-211) колебания состава  $Pl$  значительны и упорядоченность низкая ( $An_{46-50}$  при упорядоченности меньше 0,6). Здесь наблюдаются пятнистая зональность в плагиоклазе и деанортанизация его краев ( $An_{80} \rightarrow An_{46}$ ), указывающая на то, что покисление плагиоклаза связано с наложенным процессом. В амфиболитах Северной группы вулканов плагиоклаз имеет значительные вариации состава ( $An_{87-37}$ ) и в целом низкую упорядоченность ( $< 0,6$ ). Подобные колебания состава обусловлены сохранением в амфиболитах первичного (реликтового) плагиоклаза состава  $An_{50-60}$  или  $An_{60-87}$ , характерного для базальтов и габбро. Собственно плагиоклаз амфиболитов имеет состав более кислый, чем  $An_{50-60}$ . Он развивается по реликтовым выделениям в виде зон, неправильных ксеноморфных пятен с гранобластовыми очертаниями. В некоторых стекловатых (оплавленных) амфиболитах содержится новообразованный таблитчатый плагиоклаз состава  $An_{42}$ .

Нормативный состав плагиоклаза в амфиболитах включений вулканов де-прессии имеет 46–67%  $An$ , он соответствует промежуточным значениям-modalного состава реликтовых и новообразованных выделений плагиоклаза. Отсутствие замеров последней генерации плагиоклаза в амфиболитах из Ключевских вулканов связано с малостью зерен этого плагиоклаза и чисто техническими трудностями в их определении. В амфиболитах вулканов Авачи и Успенского (обр. РТ-1, РТ-17, 2235в, РТ-21) нормативный состав плагиоклаза заметно ниже модального. При этом плагиоклаз сравнительно стабилен по составу и не имеет признаков заметного преобразования. То же соотношение моды и нормы плагиоклаза было ранее отмечено в амфиболовых габбро вулкана Авача.

Для сравнения состава плагиоклаза в амфиболовых габбро, амфиболитах и вмещающих эти включения андезитах приведен состав плагиоклаза из трех андезитов экструзий (см. рис. 4, VI-VII). Соотношение состав — упорядоченность плагиоклазов из андезитов необычно для эфузивных пород:  $An_{50-90}$ , упорядоченность в большинстве случаев  $> 0,5$ . Возможно, что эти особенности связаны с участием реликтовой фазы в плагиоклазах андезитов.

Горнблендиты ( $Amf + Pl \pm Ol \pm Mt$ ) представлены разновидностями с оливином (или  $Px$ ) и с плагиоклазом. Последние встречены на Аваче. В амфиболе горнблендитов вулканов Северной группы и Авачи сохраняются те же различия, что и в амфибалах соответствующих амфиболитов.

Пироксен — амфиболовые кристаллические сланцы ( $Px + Amf \pm Pl$ ) содержат плагиоклаза не более 10%. Соотношения  $Px$  и  $Amf$  варьируют (см. табл. 6). Из пироксенов чаще встречается ортопироксен. Некоторые сланцы

серпентинизированы и биотитизированы, при этом *Sph* развивается по широкосену (на Шивелуче), а *Bi* – по амфиболу. Следы первичных пород в этих сланцах, как правило, утрачены, хотя в некоторых случаях можно видеть, как они образуются по гипербазитам (см. табл. 6, обр. 5702/ЗА) при их амфибилизации. Правда, в указанном случае структура породы пойкилобластовая, не типичная для кристаллических сланцев. Текстуры сланцев тонкополосчатые, иногда плойчатые.

Амфибол – зеленый или желтый. В первом случае он имеет слабый плеохроизм почти от бесцветного, слабо-зеленоватого (*Ng*) до бледно-зеленого (*Np*) и напоминает амфибол авачинских амфиболитов, во втором – плеохроирует в желтоватых тонах. Для ассоциации *Amf* + *Opx* более характерен зеленый амфибол. Ортопироксен отличается слабым плеохроизмом от бледно-зеленоватого до бледно-коричневого, розового. Для выделений рудного типично окружные очертания и ассоциация с амфиболом. Плагиоклаз часто сопровождается пленками пористого стекла. Он появляется в тонких зонах в ассоциации с клинопироксеном и, возможно, связан с началом преобразования сланцев при плавлении.

Слюдистые (биотитсодержащие) сланцы (*Bi* ± *Pl* ± *Px* + *Amf*) встречены преимущественно на вулкане Шивелуч. Среди них присутствуют разности почти мономинеральных биотитовых сланцев (обр. 5758/1) и плагиоклаз–биотитовых с варьирующим содержанием пироксена. В полосчатых сланцах чередуются полосы пироксен–плагиоклазового и биотит–пироксен–плагиоклазового состава (обр. 2142 м), при этом наблюдается развитие *Bi* по *Clpx*, т. е. наложенный характер биотитизации. Пироксен двух видов – моноклинный и ромбический. В небольших количествах биотит часто развивается по амфиболам в амфиболитах, метаморфизованных ороговиковых базальтах и амфиболовых габбро. В некоторых сланцах в заметном количестве присутствует рудный (*Mt*?). В контакте с пироксен–биотитовыми сланцами (обр. 5758/1) обнаружены участки, состоящие из обильной зеленой шпинели в парагенезисе (*Sp* + *Ol* + *Mt* + *Bi*), при этом биотит занимает подчиненное положение. В указанном парагенезисе *Mt* цементирует выделение шпинели; кроме того, в пятнах породы, богатых *Bi*, шпинель измельчается и исчезает. В промежутках между *Mt* и *Sp* и в виде включений в *Mt* присутствуют мелкие выделения, похожие на плагиоклаз (кордиерит?).

Наконец, можно отметить случаи развития слюдистых сланцев по амфиболсодержащим гипербазитам (кортландиты).

Пироксен–плагиоклазовые сланцы (*Px* + *Pl*) состоят преимущественно из двух указанных минералов. Иногда отмечается присутствие амфибала, развивающегося по пироксену. Некоторые сланцы содержат много магнетита, связанного, по–видимому, с распадом амфибала (обр. 2614/25). Из аксессориев встречаются апатит, сфен, зеленая шпинель. Почти для всех сланцев характерна порфиробластовая или реликтовая габбровая структура, указывающая на их образование по габброидам и базальтам. Лишь на Харчинском и Успенском вулканах встречены линейно ориентированные равномернозернистые сланцы. Все породы часто катализированы.

Пироксен представлен в основном клинопироксеном, хотя в сланцах с Успенского вулкана шире развит ортопироксен. В пироксенах порфиробластов, подвергшихся катализу, наблюдается двойникование, иногда тонкое прорастание другим клинопироксеном. В сланцах Харчинского вулкана по цветному минералу (*Clpx*?) развивается агрегат из клинопироксена и ортоамфибала (?). Сростки *Opx* + *Clpx* обычны для сланцев Удиных сопок. Сравнительно меланократовые сланцы часто встречаются в вулканитах Успенского вулкана. Здесь чаще, чем на других вулканах, наблюдаются ортопироксен–плагиоклазовые сланцы, аналоги норитов.

На рис. 4, XI показан состав плагиоклаза в некоторых сланцах. В сланцах Харчинского вулкана – *An*<sub>60–85</sub>, в сланцах Зиминих сопок – *An*<sub>40–57</sub>. Плагиоклазы не зональны, наблюдается повышение основности плагиоклаза в его краевых частях, переполненных включениями стекла и железистых минералов:

$An_{61} \rightarrow An_{72}$  или  $An_{60} \rightarrow An_{85}$ . Интересно, что на контакте с этими плагиоклазами наблюдаются магнетитовые оторочки в клинопироксene. Подобные явления могут быть связаны с резким перегревом пород вблизи солидуса, при этом из краевой зоны плагиоклаза, по-видимому, мигрирует Na. На рис. 4, VIII показано изменение состава плагиоклаза при преобразовании габбро в кристаллический сланец. Исходный плагиоклаз состава  $An_{68-86}$  замещается мелкозернистым агрегатом  $An_{40-50}$ . Состав плагиоклаза во вмещающих андезито-базальтах (рис. 4, VI) имеет типичное для всех этих лав распределение (состав — упорядоченность) и отличается от такового в описываемых сланцах.

Магнетитсодержащие кристаллические сланцы представляют собой тонкозернистые полосчатые породы с неравномерным чередованием участков ( $Pl + Px$ ) и ( $Pl + Px \pm Amf + Mt \pm Bi$ ), в разной мере обогащенных магнетитом. Содержание  $Mt$  в отдельных полосах достигает 25%. Обычно магнетит ассоциирует с парагенезисами второго типа, при этом в некоторых образцах наблюдается определенная связь его с разложением амфибала. Плагиоклаз — сравнительно кислый, не выше  $An_{50}$ . Пироксен — чаще моноклинный. Некоторые сланцы несут следы послойного расплавления, т.е. содержат пленки и полосы пористых стекол. Эти сланцы встречены в большом числе на вулканах Шивелуче и Успенском.

Оlivin-пироксен-плагиоклазовые сланцы ( $Pl + Clpx + Opx + Ol$ ) обнаружены в большом количестве на Удиных сопках. Они имеют те же текстурно-структурные особенности, что и вышеописанные пироксен-плагиоклазовые сланцы. Содержание оливина в некоторых сланцах достигает 30%, он имеет ксеноморфные бухтообразные очертания и, как правило, включен в более крупные и идиоморфные выделения ортопироксена. Клинопироксен присутствует в виде небольших порфиробластов (в срастании с  $Opx$ ) и главным образом в основной петельчатой ткани породы в ассоциации с гранулированным плагиоклазом. В некоторых сланцах содержатся зеленая шпинель, апатит, магнетит.

Оlivin-пироксеновые (меланократовые) сланцы ( $Px \pm Ol \pm Pl$ ) состоят преимущественно из клинопироксена. Присутствие оливина отмечено лишь в сланцах Удинских вулканов, где он замещается клинопироксеном. Плагиоклаз имеет обычно ксеноморфные очертания и присутствует в изолированных интерстициях между темноцветными в связи с пленками стекол; в участках с заметным количеством стекла наблюдаются идиоморфные таблички плагиоклаза (см. рис. 6, VI). Этот минерал, по-видимому, связан с метасоматозом и перекристаллизацией на начальной стадии плавления сланцев. Структура сланцев — панициобластовая, текстуры массивные. Имеются, однако, примеры и гранобластовых структур меланократовых сланцев в тех случаях, когда преобразование исходных пород (в данном случае гипербазитов) прошло неполно. Описываемые сланцы часто встречаются в ядрах зональных включений.

Гранат-пироксен-плагиоклазовые породы ( $Pl + Clpx + Gr$ ) встречены на вулкане Шивелуч (см. табл. 6). Они имеют порфиробластовые структуры. Клинопироксен порфиробластов и основной ткани одинаков. Окраска зеленовато-коричневая,  $cNg \approx 42^\circ$ , оптически положителен. В порфиробластах по краям зеленовато-коричневого пироксена развивается ярко-зеленый пироксен с плеохроизмом от синевато-зеленого до зеленовато-коричневого цвета. Пироксен, по-видимому, относится к диопсид-геденбергитовому ряду. Гранат имеет слабую желтовато-зеленую окраску, изотропен (андрадит?). Иногда оторочен зеленой шпинелью. Встречается исключительно в ассоциации с плагиоклазом. Здесь же иногда присутствует сферен. В обр. 2646/2 в ассоциации с описываемыми минералами присутствует кварц.

Отметим ряд общих закономерностей, следующих из петрографического описания пород.

1. Широкое развитие порфиробластовых и реликтовых структур в амфиболитах и амфибол- или пироксен-плагиоклазовых сланцах и минералогические признаки позволяют реконструировать первичные породы как габброиды и ба-

зальты. Пироксен-амфиболовые сланцы, вероятно, образованы по породам типа пикритов. В реликтовых фазах в них присутствует лишь клинопироксен. Ниже будет показано, что те и другие породы химически изоставны. Меланократовые сланцы и горнблендизы развивались по гипербазитам. Образование слюдистых сланцев, видимо, связано с калиевым метасоматозом амфиболитов или пироксен-амфиболовых сланцев, так как часто фиксируется наложенный характер биотитизации.

2. Амфиболиты, амфиболовые габбро и горнблендизы Авачинского и Успенского вулканов могут быть выделены в особую группу по следующим признакам: а) составу (оптические свойства) амфиболя, б) парагенезису его с основанным плагиоклазом (битовнит-анортит) и в) наиболее полно прошедшей амфибилизации и редкости реликтовых фаз темноцветных минералов. Последний пункт не противоречит первому, так как в амфиболитах Авачи присутствует плагиоклаэ, идентичный подобному же плагиоклазу алливалитов и габброидов включений Восточной вулканической зоны.

Сравнение нормативного и модального составов плагиоклаза в породах показывает их полную аналогию в габброидах (анортозиты, лейкогаббро, габбро и оливиновые габбро) и близость в амфиболитах и различных сланцах вулканитов Центральной Камчатской депрессии. В последнем случае речь идет лишь об усредненном модальном составе. Генерация реликтовых плагиоклазов в сланцах вулканов депрессии соответствует нормативному и модальному составам плагиоклаза в габброидах. Уже обсуждавшиеся амфиболиты и амфиболовые габбро вулканов Восточной зоны (Успенский, Авача) отличаются от исходных пород вулканов депрессии более высоким нормативным и модальным составами плагиоклаза и большим несоответствием между тем и другим.

Рассмотрение диаграммы состава и структурного состояния плагиоклазов из амфиболитов и амфиболовых габбро в целом показывает, что процесс амфибилизации габброидов проходил в сравнительно неравновесных условиях. Генерация новообразованных сравнительно кислых плагиоклазов имеет менее упорядоченное состояние, чем реликтовый плагиоклаз, т.е. закономерность здесь обратная той, которая наблюдается при перекристаллизации в регионально метаморфизованных комплексах [30]. По-видимому, о том же свидетельствует обилие реликтовых фаз в амфиболитах и амфиболовых габбро. Значительные различия между нормативным и модальным составом плагиоклаза наблюдаются в стекловатых (в том числе плавленых) породах, как это характерно и для вмещающих вулканитов. Вероятно, это связано с общей неравномерностью процессов кристаллизации вулканитов и (или) плавления в том случае, когда объем выплавки становится достаточно большим.

По данным количественно-минералогических подсчетов построены две диаграммы: ( $Px - Pl - Ol$ ) и ( $Pl - Amf - Px + Ol$ ) для пород включений и вмещающих их вулканитов (рис. 5). В обеих группах пород обычно присутствует небольшое количество магнетита. На первой диаграмме он объединен с оливинами, поскольку содержание магнетита в габброидах обычно не превышает 1,5%; на второй — с амфиболом, так как магнетит в большой мере связан с распадом амфиболя. При нанесении на диаграммы состава вмещающих пород суммы вкрапленников вулканитов приравнивались к 100%, т.е. мы исходили из предположения, что вкрапленники вулканических пород в благоприятных случаях (фракционирование, отсадка и т.д.) могут образовать интрузивные породы. Следовательно, если включения, в особенности те, которые имеют структуры магматических пород, являются протосегрегациями, то они должны иметь аналоги среди "потенциальных интрузий", состав которых рассчитан по минералам-вкрапленникам вулканитов. На треугольники вынесены некоторые поля пород, получивших специальные названия [25].

Рассмотрение треугольника ( $Px - Pl - Ol$ ) приводит к следующим выводам. Точки габброидов включений Ключевского вулкана занимают среднюю часть поля соответствующих "потенциальных габброидов". Те и другие в целом являются существенно плагиоклазовыми ( $Pl > 64\%$ ), однако точки их нигде не перекрываются в связи с различными, в вулканитах широко варьирующими, содержаниями  $Px$  и  $Ol$ . Кроме того, отметим, что включения обычно содержат

жат  $Opx$  и являются габбро-норитами, в то время как в лавах  $Opx$  редок и "потенциальные интрузивы" имели бы здесь состав габбро. Наоборот, при совместном рассмотрении включений и вкрапленников вулканитов Плоских сопок и ареальных зон в районе Плоского Толбачика наблюдается хорошее соответствие их полей распространения и, в некоторых случаях, точек состава тех и других. В сравниваемых составах наблюдается сходный парагенез минералов ( $Pl + Clpx \pm Ol$ ). С этой точки зрения, можно предположить сегрегационный генезис включений в породах названных вулканов. Интересно, что включения и вулканиты (вкрапленники) Плоских и Толбачинских сопок образуют общий тренд, круто наклоненный к линии  $Px - Ol$ , изменения в котором связаны с вариациями содержаний  $Pl$  при сравнительно постоянном отношении в породах  $Px$  и  $Ol$ . Рой "потенциальных габброидов", рассчитанных по вкрапленникам пород Зиминих сопок, образует четкий тренд, почти параллельный оси  $Pl - Ol$  (равенство содержаний  $Px$ ) и находящийся в стороне от точек пород включений. Надо заметить, что наиболее близко расположены точки пород включений и вулканитов андезитового состава, хотя в этом массиве габброидные включения наиболее характерны для андезито-базальтов. Для Удиных сопок наблюдаются сложные соотношения пород включений и вкрапленников вулканитов. В ряде случаев (в поле габбро-норитов и лейкократовых оливиновых габбро-норитов) точки их совпадают, в других (в поле оливиновых габбро-норитов) — включения не имеют аналогов. Таким образом, если наше предположение о "потенциальных" интрузиях было верным, изучение диаграммы ( $Px - Pl - Ol$ ) показывает возможность подобного генезиса включений на Плоских и Толбачинских вулканах и некоторых габбро-норитов Удиных вулканов. Диаграмма не дает определенного ответа на вопрос о происхождении габбро и габбро-норитов Ключевского вулкана.

На треугольнике ( $Amf - Pl - Px + Ol$ ) (см. рис. 5) даны составы включений, относящихся в основном к амфиболсодержащим метаморфическим породам и амфиболовым габбро. Сравнение этих пород с лавами по количественно-минералогическим признакам имеет смысл, если предположить, что метаморфические, преимущественно текстурно-структурные, преобразования включений связаны с влиянием интрузивного давления в частично закристаллизованной магматической камере [4].

Рассмотрение диаграммы (см. рис. 5) показывает, что подавляющая часть включений на всех вулканах является более меланократовой, чем "потенциальные нагрузки", способные кристаллизоваться из магмы вулканов. Перекрытие составов "потенциальных интрузивов" Шивелуча и некоторых пород включений из других вулканов связано с общим опусканием границы вулканиты — включения на вулкане Шивелуч за счет более меланократового состава тех и других по сравнению с породами других вулканов. Эта особенность вулканитов Шивелуча уже отмечалась ранее [31]. В поле амфиболовых лейкогаббро, типичных для вкрапленников вулканитов, попадает всего шесть точек включений (с Авачи и Успенского вулканов), однако в некоторых из них амфибол — наложенный минерал. Сравнительно меланократовый состав включений могла бы объяснить лишь дополнительная отсадка темноцветных, в частности, амфибала, однако этому противоречит факт сонахождения амфиболсодержащих пород именно с роговообманковыми андезитами, притом с эксплозивными фациями, а не с более основными вулканитами.

Таким образом, из проведенного сравнения следует большая вероятность ксеногенного происхождения амфиболсодержащих включений. Сегрегационный генезис могут иметь некоторые габброиды ареальной зоны Плоского Толбачика, Плоских Удиных сопок и отдельные амфиболовые габбро Шивелуча, Авачинского и Успенского вулканов.

Большинство из выделенных типов пород, за исключением экзотических и редко встречающихся (например, гранитоиды), связаны друг с другом взаимо-переходами. Было показано, что амфиболсодержащие кристаллические сланцы и часто также амфиболовые габбро или пироксен(оливин)-плагиоклазовые кристаллические сланцы развиваются по габброидам и в пределах отдельных фор-

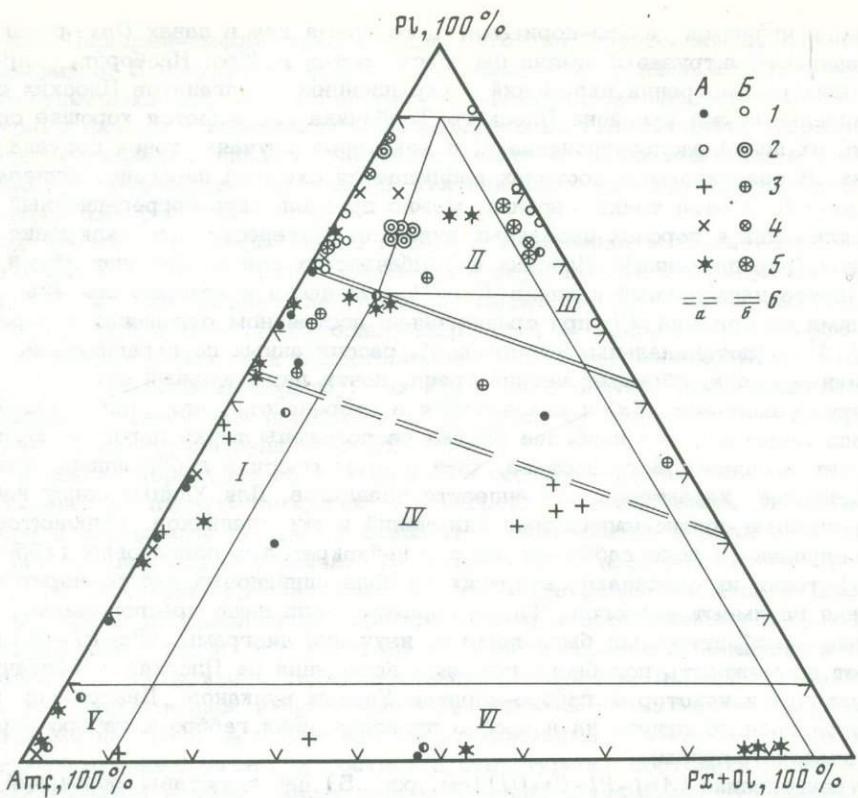


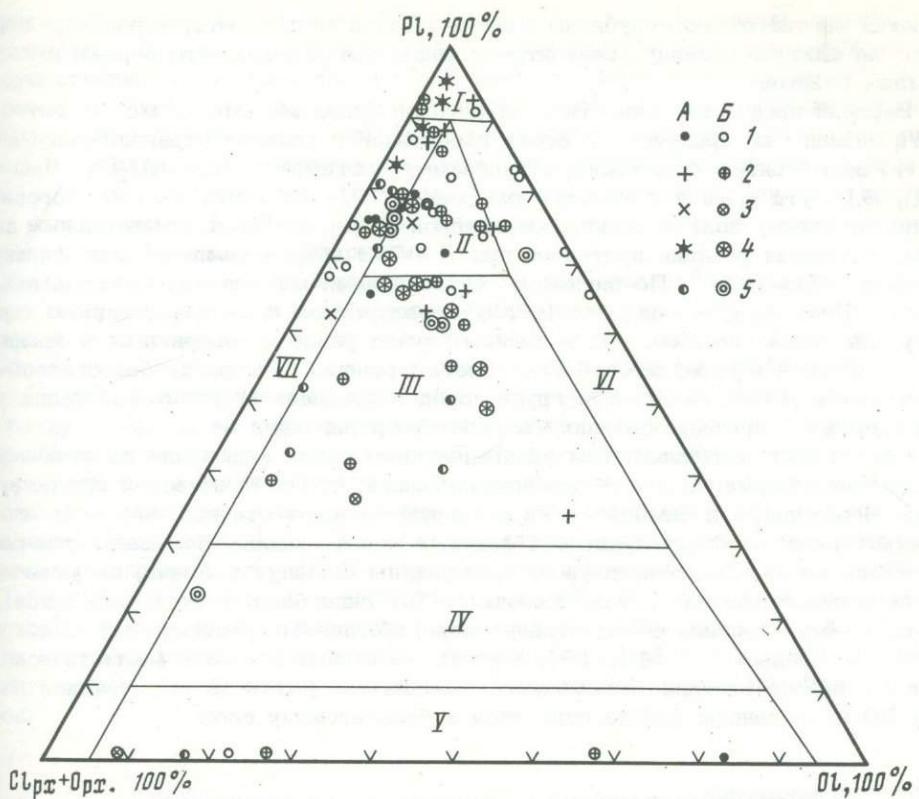
Рис. 5. Диаграммы количественно-минералогического состава включений (А) и вмещающих вулканитов (Б)

Вулканы на диаграмме  $Amf - Pt - Px + Ol$ : 1 - Безымянный, 2 - Удины сопки, 3 - Шивелуч, 4 - Шиш и Успенский, 5 - Авача, 6 - граница полей включений и лав (а - Шивелуч, б - остальные вулканы). Поля: I - амфиболовых габбро, II - оливин-рогоовообманковых лейкогаббро, III - оливиновых габбро,

маций или даже вулканов сосуществуют с ними. Обычна ассоциация амфибол-содержащих метаморфических пород с гипербазитами, в особенности с верлитами и кортландитами, часто в одном образце включения. В кристаллических сланцах перемежаются полосы состава амфиболитов и пироксен-плагиоклазовых сланцев. Наконец, присутствуют породы с варьирующим содержанием биотита, в которых можно наблюдать переход от отмеченных выше сланцев к почти чистым слюдитам.

Для кристаллических сланцев и некоторых габброидов характерны, иногда в заметных количествах, такие минералы, как апатит, сфен, герцинит. Обнаружены известково-силикатные породы с гранатом (андрадит?). Однако в описанных метаморфических породах включений отсутствуют такие характерные метаморфические минералы, как ставролит, силлиманит, кордиерит, андалузит и др., что, вероятно, связано с уже обсуждавшимся образованием кристаллических сланцев по габброидным ассоциациям и их высокой основностью. Надо сказать, что глиноzemистые сланцы широко представлены в метаморфических комплексах Камчатки (Срединный массив и Ганальский хребет) и, возможно, входят в состав "гранитного" слоя, выделяемого по геофизическим данным. Перечисленные факты позволяют рассматривать описанные включения в связи с гранулитовой фацией метаморфизма [28] или "меланократовым фундаментом" [7, 8], относимым к глубинам базальтового слоя земной коры.

Устойчивость амфиболсодержащих парагенезисов основных кристаллических сланцев в породах гранулитовой фации метаморфизма рассмотрена Б.Г. Лутцем



IV – оливин-пироксен-рогообманковых габбро, V – плагиоклазовых горнобленитов, VI – плагиоклазовых шрисгеймитов. Вулканы на диаграмме  $Px - Pl - Ol$ : 1 – Ключевской, 2 – Плоский Толбачик и Плоские сопки, 3 – Харчинский, 4 – Зиминские сопки, 5 – Удинские сопки. Поля: I – анортозитов, II – лейкократовых оливиновых габбро-норитов, III – оливиновых габбро-норитов, IV – меланократовых оливиновых габбро-норитов, V – плагиоклазовых перидотитов, VI – троктолитов, VII – габбро-норитов

[28]. Им составлена  $T$ - $P$ -диаграмма ступеней метаморфизма основных кристаллических сланцев при  $P_{H_2O} = 3$  кбар, на которой степенью устойчивости роговой обманки средней железистости ( $Amf_{50}$ ) при  $P = 5$  кбар и  $T \approx 900^\circ$  гранулитовая фация делится на две части: рогообманковых и безрогообманковых основных гранулитов. Железистость амфиболов в амфиболовых габбро и амфиболитах включений составляет  $\approx 25\%$ ; для этих условий, согласно диаграмме, граница той и другой группы пород поднимается приблизительно до  $1000^\circ$  при 5 кбар и  $920^\circ$  при 8 кбар. Надо сказать, что при большем давлении воды указанные температуры устойчивости амфибила заметно повышаются. Ю.С. Генштафт [32] для условий водонасыщения нижнюю границу устойчивости амфибита относит к  $P \approx 8,5$  кбар, а гранатового амфиболита – к  $P \approx 25$  кбар при максимальной  $T$  от  $1000$  до  $1100^\circ$ . По существу к аналогичным выводам приходит Б.Г. Лутц, рассматривая соотношение амфиболитов и анортозитов. Он пишет, что "при высокой и средней активности воды амфиболитовая фация расширяется, заменяет собой гранулитовую и может непосредственно смыкаться с магматическими породами" [28, с. 231]. А.Э. Рингвуд и Д.Х. Грин, изучавшие переход габбро в гранулит, для пород, близких по нормативному составу к изученным включениям метаморфических пород (высокоглиноземистый базальт и кварцевый толеит), проводят границу между пироксеновыми ( $Pl + Px + Ol + Sp$ ) и гранатовыми ( $Gr + Px + Pl$ ) гранулитами при 11–14 кбар и  $T = 1100^\circ$ . Для рассматриваемых районов Камчатки эти

явления соответствуют глубинам мантии [33] и могут быть, вероятно, приняты за нижнюю границу гранулитовой фации при условии, что породы имеют химизм базитов.

Верхний предел глубинности гранулитовой фации метаморфизма может быть оценен по присутствию среди габброидов и сланцев парагенезиса  $Ol + Pl$ . Рассматривая качественную диаграмму системы  $SiO_2 - Al_2O_3 - MgO - CaO$ , Б.Г.Лутц пришел к выводу, что реакция  $Ol + Pl = Di + En + Sp$  ограничивает сверху поле условий гранулитовой фации. По экспериментальным данным, указанная реакция протекает при  $P \approx 7-9$  кбар и температурах соответственно  $750-1375^\circ$ . По-видимому, более приемлемы для нас минимальные оценки. Напомним, однако, что Б.Г.Лутц рассмотрел лишь качественную картину для сухой системы, т.е. в данном случае реально говорить не о границе амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, а о смене безроговообманковых и роговообманковых групп пород в пределах гранулитовой фации метаморфизма при варьирующих температуре и давлении воды.

Сообразно с установленным распределением типов включений по вулканам андезитовой формации мы можем предположить, что в Ключевской группе вулканы Безымянный и Зимины сопки зонируют соответственно верхнюю и нижнюю части пород гранулитовой фации, а корни вулкана Большая Удина расположены на промежуточных уровнях. Вулканы Шивелуч и Авача, несущие наиболее контрастные по составу включения (от гипербазитов до амфиболитов), по-видимому, связаны с существенно переработанным гранулитовым слоем [16]. По данным ГСЗ [14, 19], глубина залегания крупного магматического очага в районе вулкана Безымянного оценивается в 10–25 км; глубины более 20 км в данном районе относятся к базальтовому слою.

## ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ВКЛЮЧЕНИЙ

### Характер преобразования включений

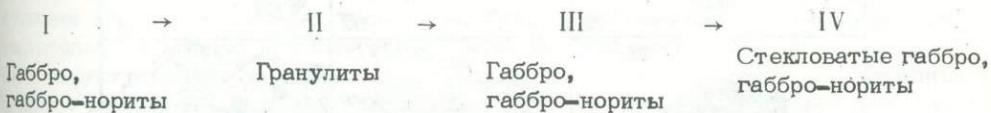
Взаимоотношения различных типов включений могут быть установлены уже при макроскопических наблюдениях. На рис. 3 приведены примеры тесной парагенетической связи гипербазитов, горнблендитов, амфиболитов и амфиболовых габбро. В этой ассоциации амфиболовое габбро цементирует все остальные породы, чередуясь с амфиболитами. Очевидно образование горнблендитов по гипербазитам, при этом реликты гипербазитов иногда преобразуются в соответствующие меланократовые кристаллические сланцы. Отмеченная габбронизация может быть двуступенчатым процессом, поскольку в ряде случаев установлено развитие амфибола в габброидах по пироксену, т.е. сначала проходило формирование габброидов с пироксенами, а затем их амфиболизация. Амфиболовые габбро в описываемых эвтакситовых породах катаклизированы. Ранее было показано, что амфиболиты являются ортопородами, будучи образованными по габброидам и базальтам. Наконец, показано, что по габброидам же образованы и безамфиболовые кристаллические сланцы.

Таким образом, габбронизация и амфиболизация, по-видимому, два разновременных процесса, отражающих особенности метаморфической дифференциации некоторого исходного субстрата, возможно ультраосновного состава. Как известно, именно подобная схема процесса предполагается при формировании "меланократового фундамента" [7]. Приведенные примеры, а также наши данные по встречаемости включений показывают значительную гетерогенность в составе пород гранулитовой фации метаморфизма, в особенности группы амфиболосодержащих пород.

Соотношения различных габброидов и кристаллических сланцев могут быть рассмотрены на примере зональных включений (рис. 6). Ранее уже отмечалось, что те и другие характеризуются близким парагенезисом минералов. Габброиды представлены средне- и крупнозернистыми оливиновыми габброноритами, норитами или лейкогаббро. Сходные с ними сланцы содержат реликтовый оливин, ортопироксен в порфиробластах, основная же масса в них

представлена плагиоклазом и клинопироксеном (диопсид?). Оливин, однако, присутствует лишь в некоторых сланцах. Среди сланцев есть все переходы от существенно меланократовых (>80% темноцветных) до существенно лейкократовых, плагиоклазовых (обратные соотношения). Общая особенность зональных включений состоит в том, что зоны имеют структуры магматических пород, а их ядра — метаморфических, хотя в последних сохраняются в ряде случаев теневые структуры габброидов. Зональные включения близки к коронитам, описываемым Б.Г. Лутцем [28] в породах, переходных от амфиболитовой к гранулитовой фациям метаморфизма.

Таким образом, в одних случаях мы наблюдаем последовательную грануляцию габброидов, вплоть до образования типично гранулитовых структур, в других — формирование габброидов в оторочках вокруг сланцев (гранулитов). Зональность в коронитах не имеет прямого отношения к гомогенным оторочкам и к воздействию лавы на включения; по времени формирования она, по-видимому, оторвана от образования гомогенных оторочек, но тесно связана с преобразованием ядер в зональных включениях. На границе ядер и оторочек в коронитах часто наблюдается частичное плавление первых, что выражается в появлении пористых стекол и других эффектов, характерных для начального плавления (см. рис. 6, I, VI, IX). Наличие стекол противоречит тому, что эти включения находились в расплаве сколь-нибудь длительное время. По-видимому, они сформированы в околосолидусных условиях, при этом ядра включений фиксируют преобразование пород на солидусе и несколько ниже его, а оторочки — эффект реакционного взаимодействия их с расплавом в условиях выше солидуса. Намечается следующий ряд взаимосвязанных стадий преобразования пород:



Стадии I и II соответствуют твердофазовым изменениям, стадия III — реакционному взаимодействию гранулитов с расплавом, стадия IV — формированию гомогенных оторочек в эфузивную или субэфузивную фазу кристаллизации. Стадии I-III оторваны по времени проявления и пространственно от стадии IV. По-видимому, одновременно со стадией III происходит плавление гранулитов, слагающих ядра включений. Этот процесс может быть связан в основном с влиянием летучих магмы, которому способствует наибольшая подготовленность гранулированных структур к плавлению. Неясно соотношение стадий I и II, т.е. собственно петрологическое значение гранулитов: связано ли их образование с региональным метаморфизмом или с процессами ультраметаморфизма габброидов. Обзор состава коронитов, скорее, подтверждает второе предположение. По крайней мере, мы определенно должны исключить их образование в результате ороговиковования при попадании в магму, поскольку при этом должны быть ороговикованы и оторочки габброидов в зональных включениях, чего в действительности не наблюдается.

Ту или иную степень преобразования испытывают почти все породы включений, отнесенных нами к группе амфиболсодержащих пород гранулитовой фации метаморфизма. В большинстве случаев преобразование достигает стадии появления стекол во включениях, причем в наибольшей мере это характерно для амфиболитов и амфиболовых габбро или порфировидных амфиболизированных базальтов. Содержание стекол в плавленых амфиболитах (или габбро) достигает 20%. Макроскопически появление стекол фиксируется по участкам пористого строения в образцах (см. рис. 2). На рис. 3 показан пример послойного плавления амфиболита с одновременным метасоматическим образованием амфибила в пограничных (с расплавом) зонах или с перекристаллизацией этого минерала в стекловатых зонах до образования крупных выделений пегматоидного типа. Исходный плагиоклаз амфиболита полностью переходит в стекло. Пористое

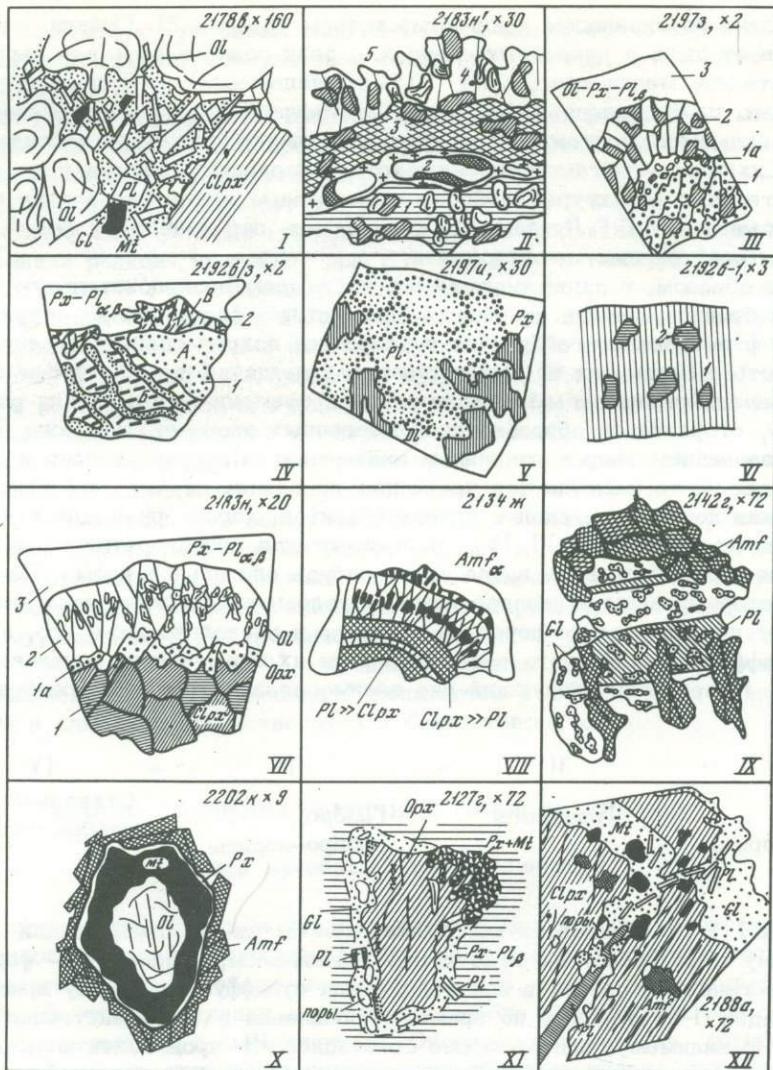


Рис. 6. Взаимоотношения пород в зональных включениях и эффекты частично-го плавления пород

I – участок плавленого гранулита с новообразованным  $Pl$  (микролиты) и стеклом, большие выделения  $Opx$  и  $Clpx$  корродированы. II – кристаллический сланец с оторочкой лейкократового оливинового габбро-норита: 1 – оливин-гиперстен-плагиоклазовый сланец бластопорфировой структуры ( $Pl > Ol > Opx$ ); 2 – пористая стекловатая зона с новообразованными и игольчатыми  $Pl$ , по внутренним стенкам пор наблюдаются отложения карбоната (штриховка); 3 – зона тонкозернистого строения с сравнительно крупными выделениями  $Opx$  ( $Pl > Opx > Ol$ ); 4 – мелкозернистая зона габбро-доперитовой структуры, иногда – четкая кокардовая структура ( $Pl > Clpx + Opx > Ol$ ); 5 – вмещающий андезито-базальт с расплющчательными контактами, на границе включения и вмещающей породы наблюдается коррозия включений. III – зональное включение гранулированного габбро-норита (1) с оторочкой оливинового габбро (2) в  $Ol-Px-Pl\beta$  (3); в гранулите ( $Pl>Clpx>Opx$ ) сохранились черты первичной интрузивной структуры; на контакте ядра с оторочкой (1а) образована зона со стеклом ( $Pl>Clpx>Opx$ ). IV – гранулированный оливиновый габбро-норит (1) в  $Px-Pl$  (2) с такситовой структурой; небольшие пятна и полосы оливинового габбро-норита (А) чередуются с участками троктолита (Б –  $Pl>Ol$ ) и габбро (В –  $Pl>Clpx>Ol$ ). V – гранулированный оливиновый габбро-норит с реликтовой структурой; крупный плагиоклаз замещен агрегатом мелких выделе-

стекло этих образцов присутствует в пленках между новообразованными (зеленачальными) микролитами плагиоклаза и амфибала. В этой массе содержится много кристобалита с тридимитом, которые прорастают тонкими иголочками апатита. Минералы развиваются вокруг пор. Присутствующий в мезостазисе магнетит часто окислен. Формы стекловатых участков — правильные или ксеноморфные; они часто занимают большую часть скелетных резорбированных выделений амфибала и имеют в этом случае неправильные петельчатые очертания. В описываемом случае порядок плавления аналогичен тому, который получен Г.С. Йодером и К.Э. Тилли [34] для образца высокоглиноземистого базальта, химически подобного нашим амфиболитам, в условиях  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$  и давлениях 3–8 кбар. Плавление начинается соответственно при  $T = 870$ – $765^\circ$ ; плагиоклаз исчезает первым при  $T = 900$ – $870^\circ$  [34]. Оптимальная область плавления для наблюдаемой во включении ассоциации относится к  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ – $6$  кбар.

В данном случае мы имеем пример значительно продвинувшегося плавления, когда первичный облик породы утрачивается и включение приобретает черты гомогенных стекловатых включений, образующихся в субэффузивных условиях кристаллизации. Подобные изменения расплава и вмещающих пород характерны для "чистого" палингена [35]. Н.Л. Добрецов с соавторами [35] указывают, что в случае, когда температуры расплава и вмещающей породы (включения) заметно отличаются, превращения имеют встречный характер: рецессивный для расплава и прогрессивный для породы.

До появления стекол или при их небольшом содержании включение обычно преобразуются так, как это характерно для ороговикования. Происходит грануляция крупных выделений минералов, будь то плагиоклаз или темноцветные минералы, на мелкие ксеноморфные, благодаря чему линейно ориентированные структуры исходных пород преобразуются в микрозернистые изометричные. Широко распространены явления опатизации и диссоциации темноцветных минералов, в особенности амфибала. Последний обычно замещается агрегатом мелких выделений:  $Pl + Px + Mt$ .

Порфировидные породы, в том числе базальты, имеют сильно ороговикованые основные массы, в то время как крупные выделения еще сохраняют свой исходный состав, из чего можно сделать вывод, что мелкозернистые массы (породы) ороговикиваются в первую очередь. Состав участков рогови-

#### Окончание подписи к рис. 6.

кий  $Pl$  и  $Clpx$  гранобластовой структуры; оливин ксеноморфен, пироксен образует сравнительно одиоморфные выделения. VI — оливин-пироксеновый сланец со следами плавления; порода сложена агрегатом  $Clpx + Ol + Pl$  микрозернистой панидиобластовой структуры (1); участки  $Clpx - Ol - Pl$  (2) содержат плагиоклаза не более 5%. VII — клинопироксенит (1) с оторочкой троктолитового состава (2) в  $Px - Pl$  (3); выделения клинопироксена частично гранулированы и содержат множество включений со стеклом и  $Pl$ ; на контакте с троктолитом наблюдается замещение  $Clpx$  гиперстеном (1а) и обильное выпадение рудного ( $Mt$  — ?), иногда чешуйки амфибала. VIII — обломок амфиболизированного железистого габбро радиально-концентрической текстуры в амфиболовом андезите; нижние зоны — мелкозернистые, преимущественно пироксенового состава, вверху — средне- и крупнозернистые, с поочередным обогащением полос то  $Pl$ , то  $Clpx$ ; границы включения несогласно срезаются вмещающим андезитом без заметного взаимодействия между ними. IX — начало плавления амфиболита, двойники плагиоклаза затушевываются из-за обилия мелких включений стекла и грануляции кристалла. X, XI — эффекты растворения ксенокристаллов оливина и клинопироксена в расплаве базальта. XII — плавление включения полевошпатового перидотита в расплаве андезито-базальта; стекло с микролитами развивается в участках, обогащенных  $Pl$ ; пироксен амфиболизирован по краям и содержит включения амфибала вблизи его контактов со стеклом

ков во включениях, по-видимому, тесно связан с составом исходной породы, так как для габброидов характерны пироксен-плагиоклазовые роговики, для амфиболитов — амфибол-плагиоклазовые, для перidotитов — оливин-пироксено- вые. С участками ороговикования во всех типах пород часто связан биотит. Он развивается в виде скоплений мелких кристаллов по амфиболу или пироксenu (чаще по ортопироксenu), но в виде отдельных чешуйок присутствует и в плагиоклазе, обычно в ассоциации с включениями стекла. Биотит, как правило, ассоциирует с магнетитом. В порфировидных породах пары  $Bi + Mt$  развиваются часто по границам зерен плагиоклаза (?) и пироксена и между ними, замещая, по-видимому, основную массу пород. Нередко биотит образует отдельные слойки или прожилки.

Стекло появляется в участках роговикового строения в межзерновых пространствах, обычно в ассоциации с мелкими выделениями плагиоклаза. Эта ассоциация ( $Pl + Gl$ ) — очень характерна для всех пород, подвергнутых плавлению, от ультраосновных или амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев до амфиболитов, содержащих плагиоклаз в исходном составе (см. рис. 6). С участками начинающегося плавления часто ассоциируют биотит и магнетит, что указывает, вероятно, на высокую активность калия и железа в начале плавления. С увеличением доли плавления в стекловатых зонах фиксируются структурные изменения: минералы приобретают идиоморфные очертания и увеличиваются в размерах, т.е. одновременно с плавлением, очевидно, идут сорбирательная перекристаллизация существующих фаз и образование новых. К плагиоклазу присоединяются также идиоморфные выделения пироксена ( $Clpx + Opx \pm Bi + Mt$ ). Кристаллические фазы расплавляются, кристаллизуются и расплавляются вновь, как это характерно для плавок в технологических процессах [36]. Экспериментальное плавление пород включений показало, что при частичном плавлении амфиболита и амфибол-пироксеновых сланцев возможно образование в значительных объемах расплавов среднекислого состава, от цапитов до андезито-базальтов. Наблюдаемые в плавках эффекты преобразования исходных пород перед плавлением и в процессе плавления сходны с теми, которые описаны выше для плавленых включений.

По-иному плавятся включения, содержащие много стекла, сростков кристаллов или даже отдельных кристаллов, по-видимому, реликтового происхождения, включенные во вмещающие вулканиты. В отличие от описанных выше случаев, в породах (минералах) при этом не наблюдается предварительного ороговикования (см. рис. 6, X-XII). Кристаллы из идиоморфных становятся ксеноморфными. Плагиоклазы приобретают дырячатое скелетное строение: в краях таких "изъеденных" кристаллов формируются зоны, состав которых близок к составу новообразованных выделений в лавах. Иногда наблюдаются отжиг краев кристаллов, сопровождающийся потерей двупреломления, или окрашивание краев кристалла в бурые тона, вероятно, из-за миграции сюда железа из расплава. Находящиеся в контакте с подобными плагиоклазами оливины или пироксены обычно в краях обогащены рудным минералом (опацитизированы) и обладают аномальным двупреломлением. Для ортопироксенов очень характерно появление мозаичного или косого погасания. Реликтовые выделения клинопироксена бывают окружены пористым стеклом с небольшим содержанием микролитов ( $Pl + Px$ ). При замещении оливина вместе с появлением стекла часто наблюдается его распад на магнетит и оливин с одновременным формированием последовательных оторочек клинопироксена и амфибила. Крупные выделения амфибила, чаще всего, нацело замещаются землистым агрегатом рудного минерала (магнетит?). Очертания совместно плавящихся кристаллов плагиоклаза и пироксена параллельны. Стекла, а иногда и края пироксенов содержат идиоморфные кристаллы магнетита. Такого типа плавление может быть связано с пирометаморфизмом. По-видимому, здесь имело место неравновесное плавление дезинтегрированных ранее включений при резком перегреве расплава.

Плавление в связи с предшествующим ороговикованием, наоборот, является, вероятно, равновесным и сравнительно длительным процессом, в котором,

кроме постепенного повышения температуры, большую роль играет давление. Описанные эффекты плавления близки к тем, которые наблюдаются при пирометаморфическом плавлении или реоморфизме с образованием кислых расплавов [37]. С.Н. Волынец пришел к выводу о возможности образования кислых магм при плавлении коры базальтовой магмой или при палингенезе [37]. Участки ороговикования и плавления распределены в образцах включений неравномерно и, видимо, связаны с дефектами структур пород и минералов. В слоистых метаморфических породах участки плавления расположены вдоль слоев; здесь хорошо видно, что они несогласно срезаются границами включений и гомеогенными оторочками, если таковые имеются. Из этого следует, что ороговикование и плавление включений происходили или до попадания их в магму (образовавшую вулканическую породу), или в самой магме, но на сравнительно глубоких уровнях, превышающих уровень формирования гомеогенных включений. Предполагая, что ороговикование включений связано с их взаимодействием с магмой, нельзя объяснить резко различающуюся степень ороговиковования включений одинакового состава. Это было бы понятно, если бы мы полагали, что засорение магмы включениями случайно, однако это исключается для пород гранулитовой фации.

Анализ зональных включений показал, что гранулитизация габброидов в ядрах включений, которая по структурным признакам ничем не отличается от ороговикования, относится к твердофазовым изменениям габброидов. Оторочки включений не ороговикуются, т.е. при попадании гранулированных включений в магму они служат затравками для кристаллизации оторочек. Присутствие стекол в плавленых включениях указывает на то, что перенос включений на поверхность происходит быстро, в условиях закалки.

Таким образом, необходимо предположить, что ороговикование включений происходило до их попадания в магму, по-видимому, под влиянием эманаций. Этот процесс в большинстве случаев достигает стадии появления расплава, так что установленная нами ранее парагенетическая связь между включениями пород гранулитовой фации и вулканитами может быть интерпретирована в связи с палингенным образованием магмы вулканов на соответствующих уровнях гранулитовой фации метаморфизма.

### Химический состав пород включений

Химический состав включений приведен в табл. 9. Породы разбиты на группы, соответствующие описанным петрографическим типам включений. Количественно-минералогическая характеристика большинства проанализированных включений дана ранее, в табл. 6. Для сравнения химического состава включений разных вулканов и для изучения первичной природы включений метаморфических пород нами использована диаграмма де ла Роша [38]. Она показана на рис. 7. Кроме анализов табл. 9, на диаграмму вынесены анализы гипербазитов, встречающиеся вместе с описанными включениями.

Основные поля химизма пород изображены на рис. 7,Б.

В поля I-V попадают изверженные породы и их метаморфические аналоги либо породы, изосоставные изверженным, которые можно считать их метааналогами. И только в поле VI попадают метаморфические породы включений, не имеющие аналогов среди интрузивных пород. В поле III несколько точек внизу диаграммы относятся к диоритоподобным породам (кварцевый монцонит и др.). Интересно скопление точек амфиболитов и некоторых кристаллических сланцев вокруг состава спилита, по Р.Дэли. Состав пород поля VI будет рассмотрен ниже. В отношении же остальных пород можно сделать вывод, подтверждающий наши петрографические наблюдения о первичномагматической природе большинства метаморфических пород включений. Приводимые для сравнения анализы глаукофановых сланцев, амфиболитов, основных кристаллических сланцев и эклогитов из метаморфид Тихоокеанского пояса [39], а также амфиболитов из ксенолитов в гипербазитовой интрузии северной части хребта Кумроч по содержанию  $Al_2O_3$  занимают среднее положение между полями II и III.

Таблица 9

Химический состав включений, вес. %

N <sub>2</sub>	Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Σ
БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ															
Плоские сопки															
Лейкогаббро, габбро-нориты															
1	2750/2	46,74	0,66	22,55	3,13	5,02	0,10	6,42	12,03	2,10	0,40	0,23	0,17	0,18	99,73
2	2721/3	52,26	1,13	16,74	4,26	5,46	0,18	5,50	8,02	3,53	1,24	0,25	Не обн.	0,96	99,62
3	2733/A	53,86	1,00	15,80	3,57	5,54	0,17	5,67	8,69	3,42	1,29	0,30	"	0,10	99,51
Ключевской вулкан															
Габбро															
4	2759/4	52,82	0,87	16,21	2,88	6,32	0,17	6,59	9,06	3,21	1,13	0,10	0,28	Не обн.	99,64
5	2756/3	53,00	1,08	17,02	2,52	6,49	0,15	6,04	8,81	3,42	1,02	0,18	0,18	-	99,91
Габбро-норит															
6	2756/3а	53,50	1,08	15,90	2,21	6,61	0,17	5,63	9,54	3,42	1,02	0,20	0,18	-	99,46
Ареальные зоны на юге Плоского Толбачика															
Лейкократовые оливиновые габбро															
7	2774в	47,38	0,80	18,49	4,85	6,03	0,15	5,92	11,48	3,10	0,74	0,19	0,37	Не обн.	99,50
8	2774А	46,84	1,10	18,47	4,07	5,63	0,14	8,30	12,52	2,06	0,49	0,22	0,18	"	100,2
9	2775A-1	46,52	0,53	18,37	2,00	5,75	0,13	9,38	14,65	1,44	0,48	0,13	0,26	"	99,84
10	2775A <sup>1</sup>	43,70	0,35	21,72	1,21	7,01	0,12	11,59	12,46	1,10	0,32	0,13	0,21	"	99,97
Оливиновое габбро															
11	2775A-2	41,08	1,77	11,66	6,59	14,37	0,26	13,76	8,39	1,77	0,40	0,11	0,19	Не обн.	100,35
Хлорит-гематитизированные базальты															
12	2356	46,00	0,97	8,45	2,96	10,97	0,28	17,42	9,20	1,66	1,05	0,35	0,20	Не обн.	99,51
13	42/71	47,10	1,20	8,20	4,17	9,08	0,16	17,57	9,54	1,81	1,10	0,49	0,04	-	100,48
Харчинский вулкан															
Пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы															
14	Хр-6д	46,32	0,77	12,89	5,77	8,45	0,15	9,94	12,40	1,78	0,80	0,13	0,27	Не обн.	99,67
15	Хр-6ж	39,50	1,70	15,00	12,85	4,11	0,25	8,23	14,22	2,70	0,78	0,11	0,36	0,21	100,02
Андерзитовая формация															
Вулкан Шивелуч															
Гранат-пироксен-плагиоклазовые породы															
16	5702-57	38,88	0,64	15,40	11,30	7,09	0,45	3,59	21,55	0,45	0,19	0,25	0,12	0,10	100,61
17	5702-57	39,50	0,62	15,60	12,62	6,20	0,30	3,83	20,33	0,47	0,28	0,20	0,68		100,63
18	102-6	37,11	1,47	3,23	21,68	9,49	0,31	11,47	14,87	0,51	0,17	0,02	0,06	0,06	100,45
19*	102-6	38,16	1,40	6,24	24,80	0,21	12,47	16,13	0,4	0,06	0,06	0,06	Не опр.	0,01	99,94
20	102-6	37,77	1,45	5,74	17,57	9,07	0,21	11,59	14,65	0,59	0,12	0,01	"	1,00	99,77
Амфиболовые и пироксен-амфиболовые габбро															
21	Ш-22	45,63	0,98	21,66	3,73	5,39	0,16	8,98	10,16	2,26	1,08	-	-	0,07	100,10
22	52-Ш	46,32	0,26	21,22	2,30	3,31	0,15	8,48	14,18	2,04	1,21	0,07	0,60	0,36	100,50
23	36-Ш	45,92	1,30	19,10	9,20	2,12	0,25	6,91	11,10	3,56	0,42	Не обн.	0,06	0,32	100,25
24	2605-5	41,51	0,74	18,18	7,21	7,31	0,12	7,20	12,60	2,88	0,46	0,05	-	2,04	100,1
25	5714/9	46,24	1,30	16,17	12,53	Не опр.	11,65	8,64	2,70	0,58	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,91	
26*	КШ/18А	49,88	0,72	13,93	9,50	0,17	13,31	9,46	2,14	0,34	0,43	"	0,09	99,97	
27	КШ/18А	49,96	0,69	12,82	3,85	6,08	0,17	12,58	9,36	2,82	0,41	0,08	-	1,08	99,96
28	КШ-30	51,48	1,10	17,88	3,77	4,61	0,17	6,27	9,50	3,92	0,61	0,24	0,10	0,10	99,75
Стекловатое амфиболовое габбро															
29	8005-Б	53,98	0,45	15,91	5,40	3,16	0,12	6,95	8,49	3,75	0,98	0,35	0,36	0,02	99,92
30*	КШ-29	53,28	0,74	17,60	8,05	0,13	7,02	8,65	2,68	0,75	0,71	Не опр.	0,17	99,78	
31	КШ-29	53,73	0,82	15,14	5,12	4,31	0,19	7,10	8,45	3,61	0,85	0,16	0,11	0,07	99,66
Амфиболиты и пироксен-плагиоклаз-амфиболовые сланцы															
32	2640/8	48,35	0,80	15,72	8,18	1,23	0,11	9,40	12,58	2,16	0,48	0,09	0,18	0,06	99,34
33	5734/5	47,17	0,25	21,44	1,78	3,81	0,08	7,22	14,76	2,48	0,23	0,01	-	0,68	99,93
34	КШ-10	45,83	0,94-	15,03	7,37	6,47	0,26	6,66	13,37	2,49	0,47	Не опр.	0,62	99,50	
35	5702/41	46,45	0,54	12,78	9,54	3,81	0,17	10,40	9,52	2,82	1,29	0,22	-	1,14	98,68
36	5734/6	45,68	1,62	11,91	11,89	Не опр.	11,05	14,89	2,47	0,99	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,50	
37	8008-9	45,94	0,66	9,99	8,55	6,83	0,34	13,01	11,19	2,23	0,47	0,23	0,21	0,10	99,75
38	100-54	47,36	0,50	11,85	6,93	6,75	0,17	12,39	9,99	2,54	0,72	0,25	-	1,53	100,89
39	KAP-4	47,34	0,29	14,14	3,49	3,77	0,13	14,22	13,16	1,63	0,30	Не опр.	Не опр.	0,60	98,97

Таблица 9 (продолжение)

№	Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Σ
Амфиболиты и пироксен-плагиоклаз-амфиболовые сланцы															
40	8005-В	48,0	0,32	10,72	6,31	5,02	0,24	13,64	10,30	2,33	1,20	0,37	0,23	0,02	99,60
41	КШ-11	48,34	0,57	11,81	8,94	3,05	0,20	10,81	10,82	4,03	1,47	Не опр.	Не опр.	0,86	100,90
42	100-54	48,26	0,55	11,12	6,07	6,56	0,18	12,39	9,39	2,58	0,86	0,28	1,20	99,44	
43	56-Ш	44,36	1,25	13,72	7,69	4,26	0,22	12,25	12,20	2,60	1,42	0,10	0,06	0,34	100,55
Пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы															
44	8-Ш	44,72	0,56	8,14	7,50	6,06	0,22	18,81	9,40	1,75	1,51	0,36	0,84	0,28	100,15
45	2614-34	47,06	0,46	8,72	4,85	7,66	0,21	17,74	9,20	1,73	0,90	0,35	0,90	Нет	99,78
56	2614/19	48,83	0,44	8,44	6,09	5,86	0,11	14,12	11,37	1,66	0,48	0,35	0,18	0,72	98,64
47	КШ-44	49,90	0,41	7,52	7,52	3,23	0,16	18,33	10,03	1,50	0,30	Не опр.	Не опр.	0,48	98,38
48	102-5	46,09	0,49	8,01	7,52	4,99	0,31	19,00	12,21	0,99	0,54	0,11	0,11	0,02	100,30
49	102-5	46,09	0,43	8,43	5,56	4,58	0,20	18,55	11,22	1,12	0,61	0,08	1,47	99,10	
50	КШ-42	48,12	0,60	9,13	2,26	8,01	0,20	15,96	10,59	1,96	0,43	Не опр.	-	0,70	98,06
51*	КШ-14	45,30	0,62	9,81	13,22		0,18	15,05	10,36	1,50	0,49	2,36	1,26	100,15	
52	КШ-14	46,83	0,63	9,41	7,36	6,2	0,20	14,82	9,39	1,79	0,51	0,25	1,92	99,31	
Биотит-гиперстен-плагиоклазовые сланцы															
53*	5702-3	45,55	0,60	15,58	11,82		0,16	15,17	5,35	1,94	2,69	0,42	Не опр.	0,67	99,95
54	5702-3	46,49	0,63	14,16	6,54	5,48	0,15	14,82	5,05	2,11	2,54	0,29	1,29	99,55	
55	5702-3	46,24	0,64	13,99	6,59	5,29	0,23	15,94	5,42	1,93	2,62	0,32	0,10	0,10	99,41
56	2614-20	50,10	0,75	19,56	6,84	2,73	0,20	5,31	7,54	4,16	1,96	0,29	0,35	0,08	99,87
Пироксен-биотитовый сланец															
57	5758/1	39,70	0,88	15,92	4,15	6,72	0,14	21,63	0,97	1,56	7,26	0,19	0,69	0,06	99,87
Порфировидные амфиболизированные пироксен-плагиоклазовые сланцы (метабазальты)															
58	2614-25	50,88	1,09	16,41	3,58	5,92	0,14	6,92	8,88	4,27	0,54	0,34	0,13	0,02	99,12
59	5702-60	48,07	0,74	19,38	8,60	4,13	0,12	5,22	8,58	3,86	1,16	0,30	0,15	0,05	100,36
60	5702-60	48,64	0,79	19,99	6,06	4,22	0,09	5,64	8,20	3,82	1,12	0,26	0,64	99,58	
61	5702-35	49,45	0,61	10,21	6,20	6,29	0,25	10,43	11,98	2,03	1,83	0,23	0,13	0,09	99,73
Плагиоклаз-магнетит-гиперстеновые сланцы															
62	5702/55	49,75	0,78	17,75	5,85	4,04	0,26	7,50	7,85	3,55	1,10	0,30	-	0,46	99,19
63	5702/43	47,30	0,53	11,27	6,14	8,96	0,22	11,73	9,54	2,46	0,39	0,31	-	1,66	100,38
Габбро-диориты, диориты															
64	5714-21	56,27	0,18	21,15	3,96	1,28	0,11	3,12	7,94	5,53	0,54	0,14	0,02	0,05	100,29
65	5757/3	63,18	0,50	16,45	1,24	2,87	0,07	2,54	5,09	4,65	1,98	0,21	0,87	0,20	99,85
66	Ш509с	60,56	0,88	18,47	2,24	3,02	0,08	2,40	5,71	4,68	1,47	0,08	0,24	0,16	99,99
Вулкан Безымянный															
Амфиболовое габбро															
67	2134ж	36,88	3,22	12,41	15,30	11,78	0,23	6,74	11,69	1,26	0,36	0,23	0,23	-	100,33
68	7	40,12	1,75	19,44	7,55	7,90	0,19	8,13	12,04	2,04	0,42	-	0,26	0,11	99,95
69	6	46,50	0,86	14,81	11,25	2,13	0,23	11,20	9,93	1,83	0,36	-	0,52	0,16	99,88
70	2142б	48,47	0,93	19,44	2,73	6,95	0,20	7,30	10,59	2,49	0,38	0,17	0,22	0,06	99,93
Амфиболиты															
71	2142в	39,00	1,83	16,92	9,08	8,67	0,17	7,56	13,25	1,75	0,32	0,29	0,37	Не обн.	99,21
72	2142п	45,26	0,82	16,22	11,02	3,79	0,18	8,34	10,96	2,32	0,28	0,23	0,30	0,06	99,78
73	2157	48,44	0,50	15,04	2,43	4,42	0,16	11,89	13,61	1,79	0,19	0,25	0,63	0,24	99,70
74	2142г	51,04	0,68	15,22	4,84	3,96	0,21	9,25	10,65	2,41	0,70	0,10	0,17	0,20	99,51
Порфировидные амфиболиты															
75	4	48,28	0,85	13,98	4,63	5,95	-	8,72	13,76	2,54	1,01	-	0,38	0,03	100,13
76	2128	48,96	1,22	15,71	7,24	6,61	0,18	5,50	9,54	3,72	1,02	0,33	0,26	Не обн.	100,29
77	3	50,66	0,60	10,87	4,32	6,95	-	11,81	10,98	2,28	0,77	-	-	0,05	100,13
Амфиболизированный пироксен-плагиоклазовый сланец															
78	2127а	48,54	1,08	12,52	3,28	7,14	0,23	12,44	11,00	2,28	0,48	0,35	0,25	0,04	99,52
79	2142м	46,64	0,80	18,68	3,57	4,88	0,19	8,36	9,61	2,77	3,25	0,32	0,82	0,06	99,83
Гиперстен-амфиболовый кристаллический сланец															
80	2142к-2	48,28	0,42	9,98	3,08	7,80	0,24	18,87	7,44	1,35	1,08	0,28	0,45	0,18	99,50
Зиминские сопки															
Кварцевый монцонит															
81	2171	67,10	0,55	15,72	1,41	2,04	0,11	1,17	4,49	4,00	3,10	0,24	0,37	Не обн.	100,3

Таблица 9 (окончание)

№	Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Σ
Габбро-диориты															
82	125г	56,0	0,46	16,79	4,06	4,97	0,25	4,57	7,27	3,86	1,16	0,11	0,37	0,36	100,53
83	2170A	56,54	0,78	15,80	7,52	0,28	Не опр.	8,56	6,44	2,87	1,14	0,22	0,16	0,10	100,41
Лейкогаббро															
84	2105б	50,90	0,61	20,69	4,16	4,54	0,15	4,37	10,21	3,48	0,60	0,27	0,12	0,10	100,20
85	130-Зим	46,84	0,85	24,55	6,40	3,87	0,17	4,33	10,60	2,29	0,24	0,08	0,04	0,22	100,48
Анортозиты															
86	2105д	47,38	0,20	30,13	1,14	1,46	0,04	2,09	14, 83	1,79	0,31	0,24	0,23	0,28	100,17
87	2105к	48,50	0,20	31,15	1,01	0,57	0,20	0,38	15, 02	2,40	0,29	0,23	0,46	0,18	100,51
Пироксен-плагиоклазовый кристаллический сланец															
88	2167	54,96	0,99	18,07	0,66	1,26	0,10	5,58	12,52	4,42	0,54	0,26	0,24	0,08	99,68
Удины сопки															
89	11	40,62	0,76	17,55	16,55	1,63	—	8,44	11,30	2,34	0,53	—	0,33	0,00	100,05
90	10	50,96	0,74	17,90	12,99	0,67	0,20	5,10	8,68	2,13	0,48	—	0,30	0,06	100,21
Габбро															
91	2202A	55,28	0,82	18, 59	3,89	4,68	0,22	3,67	7,58	3,63	1,01	0,30	0,46	Не обн.	100,13
Меланократовый кристаллический сланец															
92	2192Б-1	43,10	0,37	6,94	2,32	11,36	0,22	25,01	8,66	0,89	0,36	0,12	—	0,26	99,49
93	2203з	45,28	0,22	16,19	3,26	4,83	0,16	12,52	16,12	0,75	0,16	0,13	0,40	Нет	100,02
Вулканы Шиш, Успенский															
94	2235в	44,26	1,77	14,32	5,87	7,27	0,19	11,20	10,88	2,46	0,60	0,08	0,36	Не обн.	99,26
95	2239ж	49,54	0,87	9,94	3,14	6,70	0,39	18,90	7,26	1,16	0,33	0,28	0,48	0,60	99,59
Амфибол-пироксен-плагиоклазовые сланцы															
96	2219г	50,18	0,85	16,56	4,23	4,77	0,26	9,04	10,17	2,22	0,24	0,34	0,25	0,06	100,17
97	2259	50,60	0,87	20,00	2,85	5,95	0,25	7,81	8,08	2,55	0,70	0,47	0,14	0,32	100,59
98	2239г	50,90	0,80	15,95	3,57	4,22	0,21	8,27	11,31	2,88	0,24	0,35	0,53	0,32	99,55
Вулкан Авача															
99*	КФ-5	40,33	1,45	20,02	12,25	0,21	8,66	14,83	2,30	0,09	Не обн.	—	—	—	100,14
Габбро															
100	РТ-1Б	41,96	1,26	19,58	6,32	4,43	0,13	9,33	13,87	1,77	0,26	0,05	0,16	0,56	99,68
101	РТ-73	43,24	1,16	18,95	5,42	5,29	0,13	7,68	14,47	1,84	0,24	0,16	0,40	0,26	99,24
102	РТ-67	39,46	1,62	21,85	8,94	6,22	0,16	5,82	14,31	1,35	0,24	0,17	0,0	0,17	100,42
Катаклизованные амфиболовые габбро															
103	РТ-26	38,88	1,25	16,00	9,15	7,43	0,17	9,49	13,10	2,08	0,36	0,48	0,92	0,30	99,61
104*	РТ-26	39,90	1,25	21,35	14,13	0,15	6,90	14,08	1,89	0,07	0,42	—	0,26	100,40	
105	РТ-10Б	44,38	0,71	22,57	3,10	3,48	0,10	6,38	16,17	1,84	0,36	0,57	0,33	0,14	100,13
Мелкозернистые полосчатые амфиболиты															
106*	РТ-17	40,76	1,66	15,40	15,40	0,29	9,68	14,80	1,39	0,10	0,02	—	0,63	100,13	
107*	РТ-1	41,34	1,09	17,84	12,39	0,20	10,53	13,90	1,82	0,06	0,03	—	0,75	99,95	
Горнблендиты															
108*	РТ-21	44,29	0,98	15,40	11,74	0,34	11,40	13,07	2,43	0,06	0,02	—	0,10	99,81	
109	РТ-19	44,88	1,44	11,18	9,63	4,09	0,17	14,09	11,05	1,92	0,32	0,14	1,12	—	100,03
Габбро-диориты															
110	РТ-74	54,64	0,80	17,37	4,31	4,39	0,14	3,27	9,68	3,82	0,58	0,24	0,06	0,20	99,50
111	МФ-9А	54,82	0,82	16,92	5,31	3,85	0,18	3,73	9,74	3,70	0,36	0,21	0,62	0,40	100,66
112	5878	55,18	0,79	18,97	3,43	5,03	0,18	3,59	8,19	3,32	0,58	0,18	—	0,55	99,99
Пикриты															
113*	МФ-8в	50,39	0,48	10,41	8,92	0,18	14,92	12,45	1,85	0,35	0,18	—	Не обн.	100,13	
114	5891	51,20	0,54	10,57	1,75	6,65	0,15	14,11	11,60	1,82	0,37	0,09	—	0,75	99,60

Примечание. В содержание H<sub>2</sub>O в ряде случаев включены потери при прокаливании. Анализы выполнены в лабораториях ГИН АН СССР (16, 18, 24, 27, 28, 31, 33, 35, 37, 38, 48, 55, 59, 61, 63, 64), ГЕОХИ СО АН СССР (19, 26, 30, 34, 39, 41, 47, 50, 51, 53, 99, 104, 106-108, 112-114), остальные — ИВ ДВНИЦ АН СССР аналитиками: Н.Р.Гусаковой, Г.Ф.Князевой, Т.В.Долговой, О.М.Табаковой.

\* Рентгено-структурные анализы.

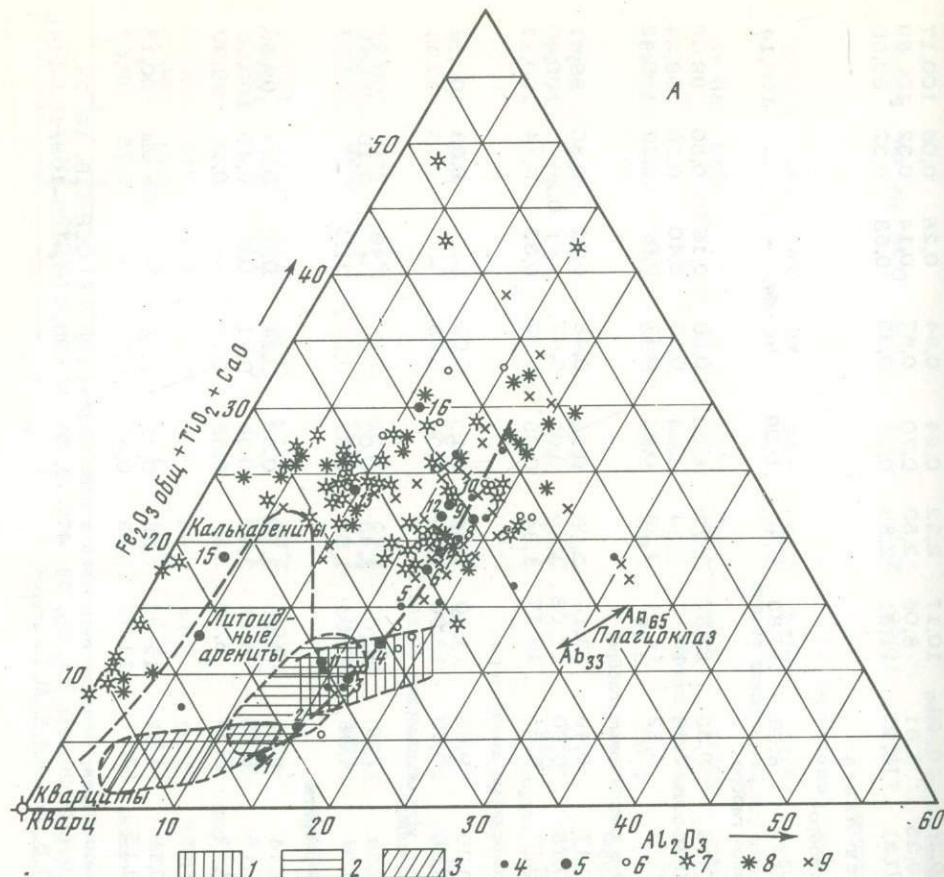


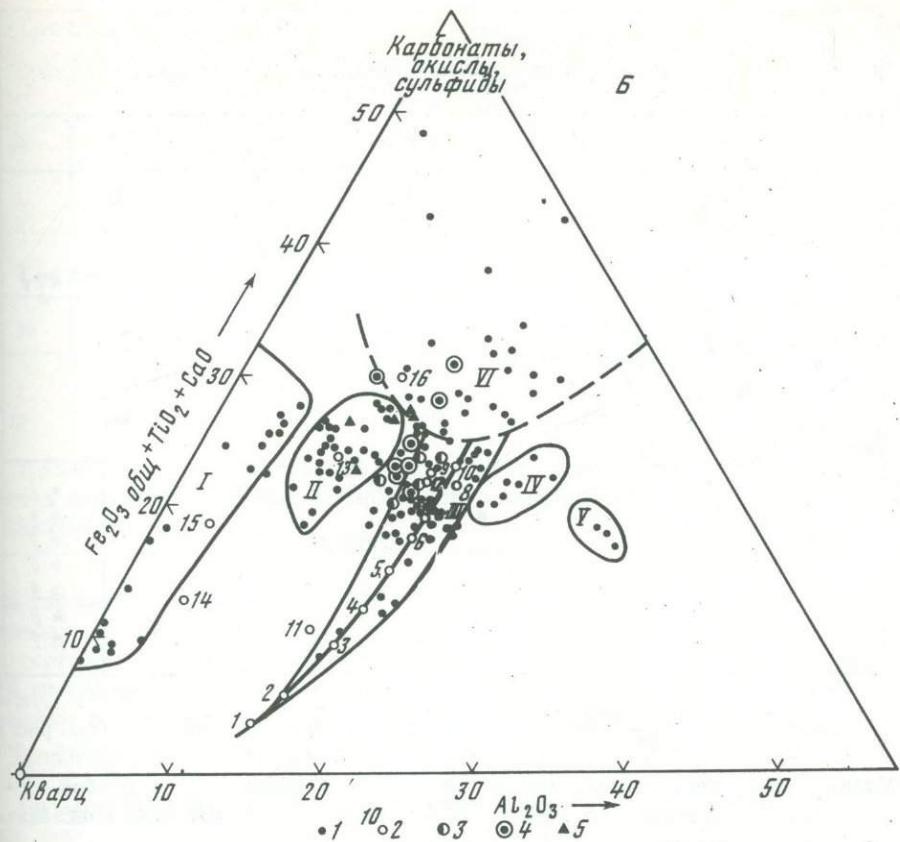
Рис. 7. Диаграммы де ла Роша [38] для пород включений

А. 1 - сланцы; 2 - граувакки; 3 - аркозы; 4 - включения в породах Курильских островов; 5 - типы пород, по Р. Дэли (1 - риолит, 2 - гранит, 3 - гранодиорит, 4 - кварцевый диорит, 5 - диорит, 6 - кварцевое габбро, 7 - спилит, 8 - габбро, 9 - базальт, 10 - оливиновое габбро, 11 - кератофир, 12 - норит, 13 - пикрит, 14 - перцилит, 15 - вебстерит, 16 - горнблендит); включения в вулканитах: 6 - I формации Ключевских вулканов, 7 - Шивелуче, 8 - Авачи, 9 - II формации Ключевских вулканов

Б. 1 - включения; 2 - типы пород, по Р. Дэли (см. выше); 3 - включения амфиболовых габбро и амфиболитов в гипербазитах интрузии вблизи вулкана

На рис. 7, А показано тождество изученных включений и включений из вулканитов Курильских островов [6]. Ганальские амфиболиты, изученные О.М. Розеном и М.С. Марковым [40], хотя и близки к низкоглиноземистым породам включений (поле II), но отличаются от них более высоким содержанием ( $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{ общ} + \text{TiO}_2 + \text{CaO}$ ), равным 26–28 (см. рис. 7, Б).

На рис. 7, А определены различия химического состава включений отдельных вулканов или формаций. Существенно перекрываются поля анализов пород включений в вулканитах Центральной Камчатской депрессии, с той лишь разницей, что на Шивелуче не обнаружены аортозиты и пироксеновые габбройды и, наоборот, по сравнению с включениями Ключевской группы вулканов отмечены многочисленные находки гипербазитов и низкоглиноземистых кристаллических сланцев. Дунит-гарпургитовая ассоциация авачинских включений более глиноземиста, чем соответствующие гипербазиты включений Шивелуча, что связано с широко проявленной их амфиболизацией на вулкане Авача. Здесь широко представлены верлиты и кортландиты (см. статью А.В. Колоскова и М.Ю. Хотина в настоящ. сб.), особенностью химизма которых, как видно из ди-



Шивелуч; 4 – глаукофановые сланцы, амфиболиты, основные кристаллические сланцы и эклогиты из метаморфид тихоокеанского побережья [39]; 5 – ганальские амфиболиты [40]. Основные поля химизма пород: I – гипербазиты, в нижнем углу диаграммы близкие к дунитам, а в верхнем – к верлитам и пироксенитам; II – низкоглиноземистые кристаллические сланцы с малым содержанием плагиоклаза и изосоставные им пикриты или метаморфизованные базальты; III – сравнительно высокоглиноземистые метаморфические породы (амфиболиты, амфиболовые габбро, пироксен-плагиоклазовые сланцы и др.) и изосоставные им габбройды и пироксен-плагиоклазовые базальты, близкие к спилитам; IV – лейкогаббро и их амфиболизированные аналоги; V – анортозиты; VI – метаморфические породы, не имеющие интрузивных аналогов.

аграммы, является высокое содержание  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{общ} + \text{TiO}_2 + \text{CaO})$ , в особенности  $\text{CaO}$ . Включения основного состава на вулкане Авача, за исключением образцов габбро-диоритов и пикритовых базальтов, попадают преимущественно в VI группу (обр. PT-16, PT-1, PT-21, PT-26, PT-27, PT-17, КФ-5), для которой характерно высокое содержание  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{общ} + \text{TiO}_2 + \text{CaO})$ .

На рис. 8 показана зависимость  $\text{CaO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{общ}$  в породах включений VI группы. Все авачинские включения, за одним исключением (обр. КФ-5), относятся к амфиболитам и амфиболовым габбро. Включения из вулканитов Центральной Камчатской депрессии, вошедшие в эту группу, представлены в основном экзотическими породами (гранат-пироксеновые породы, железистые габбройды, гранулиты Харчинского вулкана). Два образца с вулкана Шивелуч (5734/6 и КШ-10) – богатые зеленой шпинелью амфиболиты; возможно, что шпинелью в этих амфиболитах замещен гранат. Для сравнения на диаграмме даны составы основных магматических пород, некоторых гранатсодержащих кристаллических сланцев и коровых эклогитов, по Б.Г. Лугцу [28] и А.А. Маракушеву [39].

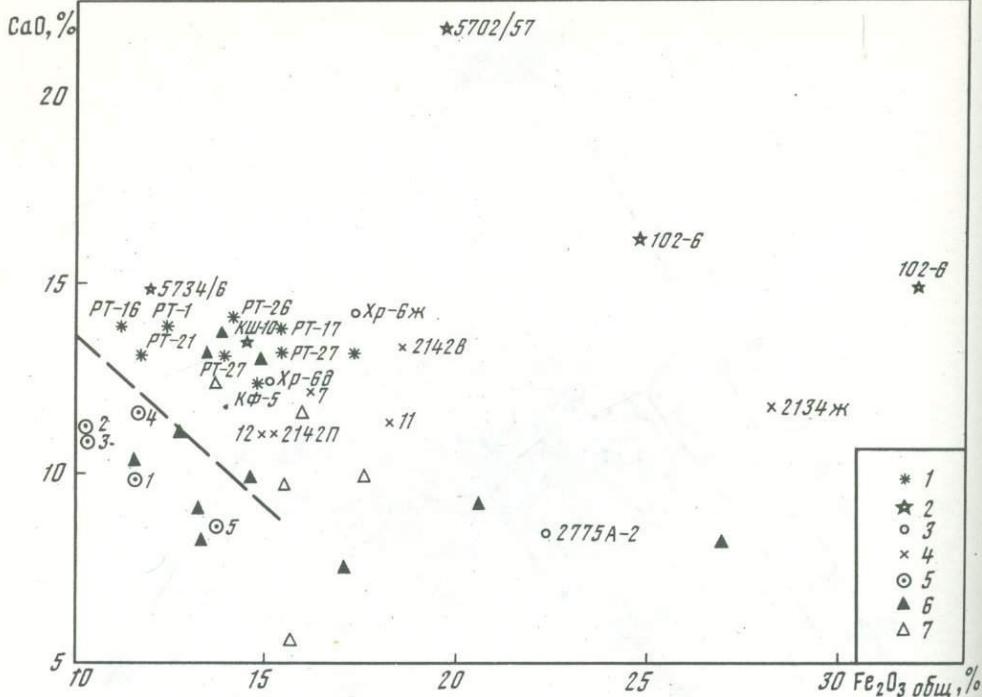


Рис. 8. Диаграмма  $\text{CaO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$  общ для пород включений поля VI (см. рис. 7).  
 1 - Авача; 2 - Шивелуч; 3 - Харчинский и Толбачик; 4 - Безымянный; 5 - Удины сопки; типы магматических пород: 1 - базальт, 2 - габбро, 3 - габбро-норит, 4 - оливиновое габбро, 5 - пикрит; 6 - некоторые кристаллические сланцы с гранатом [28]; 7 - эклогиты [39].

Включения рассматриваемой группы, в особенности авачинские, характеризуются высоким содержанием  $\text{CaO}$ , идентичным содержанию этого компонента в некоторых породах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Ранее говорилось о повышенной кальциевости также и верлит-кортландитовой ассоциации авачинских включений, так что можно сделать вывод о региональной химической специфике включений этого вулкана, сформированных, по-видимому, при метаморфизме пород, первично обогащенных  $\text{CaO}$ . Тот же вывод следует из рассмотрения диаграммы де ля Роша (см. рис. 7). Вероятно, с этим связана и отмеченная выше специфика ганальских амфиболитов (частично попадающих в группу VI), что реально подтверждается участием в разрезах ганальской серии карбонатных пород.

Амфиболиты авачинских включений – близкие эквиваленты габброидных включений (типа алливалитов) других вулканов Восточной зоны. В тех и других плагиоклаз представлен битовнит-анортитом, хотя в пегматоидных габбро Авачи преобладает битовнит (в среднем  $An_{86}$ ). Они имеют аналогичный химизм (табл. 10), в частности почти одинаковые содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ .

Также сходна ассоциация тех и других включений с вмещающими вулканиками, одинаково специализированными по таким признакам, как повышенное содержание  $\text{CaO}$  и низкое  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  [31, 41]. В сравниваемых включениях происходит замена парагенезиса  $Ol + An \pm Px$  на  $Amf + An$  в амфиболитах и  $Amf + An_{86}$  в пегматоидных габбро; при этом меняется и состав пород, вмещающих включения, с базальтов или андезито-базальтов на амфиболовые или амфибол-пироксеновые андезиты. На вулкане Авача имеются примеры развития амфиболя по анортит(битовнит)-пироксеновой ассоциации пород включений.

Приведенные данные позволяют рассматривать авачинские амфиболиты и амфиболовые габбро как водные аналоги алливалитов. Амфиболизация последних, очевидно, связана с привносом в породы  $\text{Na}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Ti}$  и воды. Нет основа-

Таблица 10

Сравнительный состав включений алливалитов и амфиболитов, вес.%

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
1	41,3	0,25	25,8	1,80	5,16	0,09
2	42,6	1,19	16,9	7,96	5,11	0,18

Таблица 10 (окончание)

№	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>
1	10,20	14,5	0,64	0,1	0,15	0,20
2	10,8	13,8	1,79	0,20	0,36	0,27

Примечание. 1 - средний состав пяти алливалитов [42]; 2 - средний состав аортитсодержащих амфиболитов и амфиболовых габбро (обр. 100, 101, 103-109 из табл. 9).

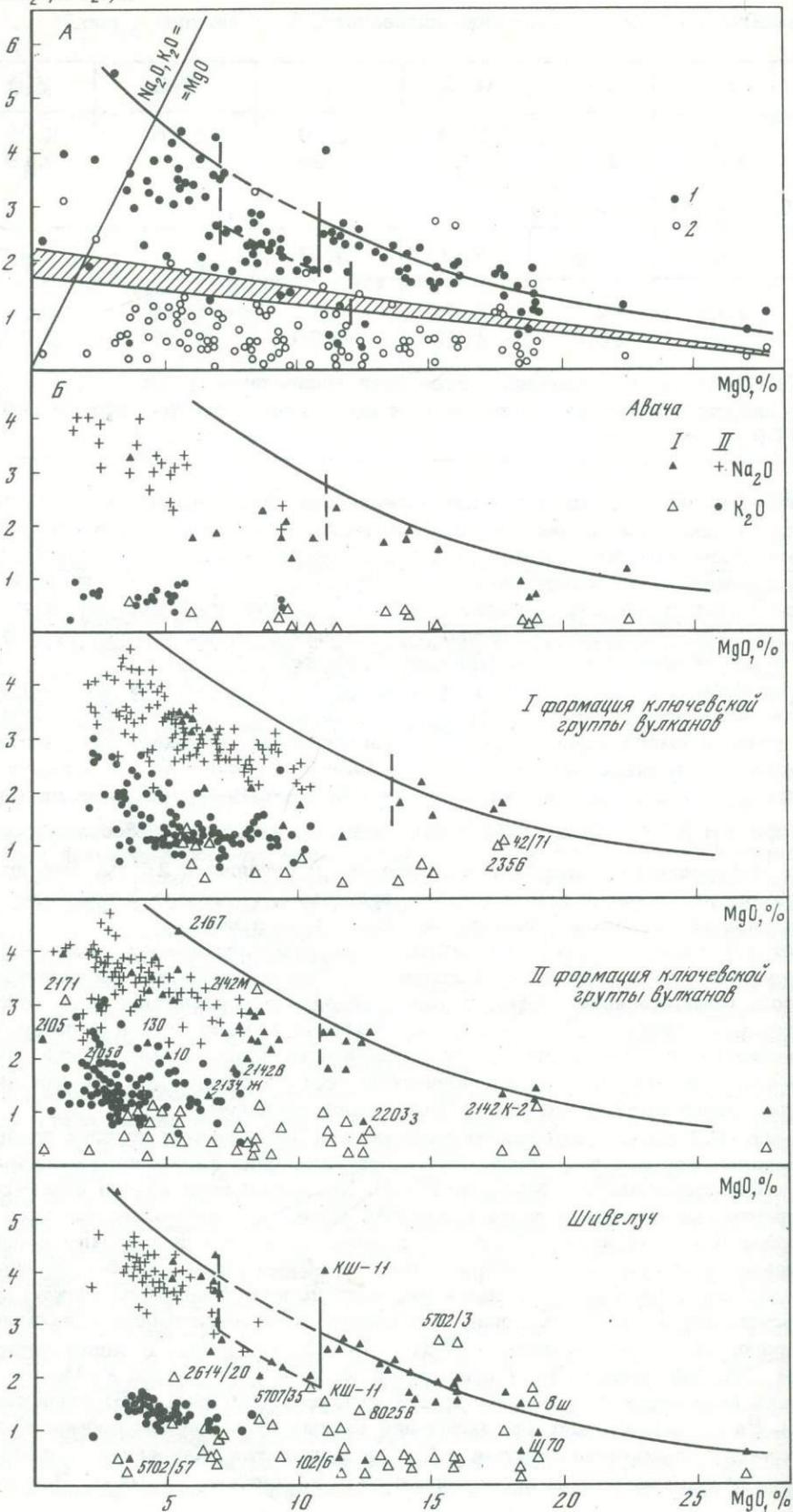
ний рассматривать эту аналогию как явление случайное, представляющее лишь минералогический или петрохимический интерес. По-видимому, она отражает и генетические взаимоотношения этих пород, тесно связанные с образованием или кристаллизацией соответствующих расплавов. Ранее мы уже приводили аргументы в пользу метаморфической природы амфиболитов. В соответствии с этим, вероятно, и алливалиты можно рассматривать не как протосегрегации [42], а как обломки глубокозалегающего субстрата.

По экспериментальным данным, ассоциация *Fo + An* устойчива лишь при малых давлениях до 6-8 кбар [43], т.е. до глубины ≈ 25 км. По Е.Г. Лутцу [28], реакция амфиболизации *Ol + Pl* - парагенезиса протекает при участии промежуточной реакции *Ol + Pl = Opx + Di + Sp*. Замещение *An + En + Di* - паргасит, по данным М. Глиберта, протекает при  $T = 950^{\circ}$  при  $P_{H_2O} = 5$  кбар или при  $900^{\circ}$  при  $P_{H_2O} = 1$  кбар [28]. Таким образом, указанное преобразование габбро (алливалитов) в амфиболиты относится к глубинам  $\leq 25$  км. Это преобразование не является изохимическим процессом, а связано с привносом в породы ряда компонентов, главным образом натрия и воды.

Учитывая ограниченную распространенность рассматриваемых включений, их присутствие лишь в вулканах Восточной и Южной Камчатки, расположенных вдоль океанического берега, а также вероятное продолжение этой полосы к северо-востоку от Восточной зоны в хребте Кумроч (район вулканов Шиш и Успенского), где присутствуют минералогически сходные амфиболиты, можно, по-видимому, говорить о специфическом составе пород глубоких зон земной коры, первично обогащенных в этой полосе кальцием.

На рис. 9, А график показывает зависимость MgO-щелочи во всех проанализированных породах включений. Почти все включения характеризуются более высоким содержанием Na<sub>2</sub>O, чем K<sub>2</sub>O. Заштрихованная полоса соответствует границе между тем и другим окислом. Образцы с аномально высоким содержанием K<sub>2</sub>O относятся к биотитсодержащим сланцам или к редким породам с калиевым полевым шпатом. Корреляция K<sub>2</sub>O-MgO довольно слабая, с широким разбросом значений K<sub>2</sub>O. Напротив, зависимость Na<sub>2</sub>O-MgO четкая, при этом вскрывается одна интересная особенность этой зависимости - наличие некоторого "трога" при значениях MgO = 7-11%. В породах с таким содержанием MgO содержание Na<sub>2</sub>O понижается до 1,6-2,5% против 2-4%, отвечающих вариационной линии. На других графиках (см. рис. 9, Б) зависимость щелочи- MgO дана раздельно для включений разных вулканов или формаций. Показано также содержание щелочей и MgO в вулканитах. Как видим, закономерности общей диаграммы прослеживаются и на частных графиках. При этом

$\text{Na}_2\text{O}, \%$   $\text{K}_2\text{O}, \%$



обнаруженный "трог" в области низких значений  $MgO$  смыкается с полем точек, отражающих зависимость  $Na_2O-MgO$  в вулканитах. Область перекрытия тех и других значений для андезитов близка к  $MgO = 6-7\%$ , для базальтов - 8-10%, при этом в последнем случае смешена в область больших значений  $MgO = 13-14\%$  и другая граница желоба.

Сравнение вариаций щелочи и  $MgO$  на частных графиках, где в виде эталона использована вариационная линия для шивелучских включений, показывает, что различия этих вариаций на отдельных вулканах связаны лишь с областью низких значений  $MgO(11\%)$  в левой части отмеченного на графиках рубежа. Указанный "трог" не фиксируется в соотношении  $K_2O-MgO$ . Если содержания  $Na_2O$  в вулканитах и включениях с равным содержанием  $MgO$  одинаково, то при том же условии содержание  $K_2O$  в вулканитах заметно выше, чем во включениях. Включения в породах Авачи содержат меньше  $Na_2O$  и  $K_2O$ , чем включения других вулканитов, что отвечает установленной ранее аналогичной специфике лав этого вулкана [31, 41]. Об образцах с высоким содержанием  $K_2O$  мы уже писали выше. На третьем графике (см. рис. 9, Б) ряд образцов с низким содержанием  $Na_2O$  относится к анортозитам и лейкогаббро (обр. 2105<sub>к</sub>, 2105<sub>д</sub>, 130), габбро и гранулитам (обр. 2134<sub>з</sub>, 2203<sub>з</sub>); к гранулиту же относится один образец с высоким содержанием  $Na_2O$ . Точки с низким содержанием  $Na_2O$  и  $K_2O$  (Шивелуч) относятся к образцам гранатсодержащих пород.

Диаграмма щелочи -  $MgO$  ( $Na_2O-MgO$ ) показывает, таким образом, существование прямой зависимости между химизмом вмещающих вулканитов и включений, содержащих  $MgO < 11\%$ . Эти включения на андезитовых вулканах представлены преимущественно амфиболитами и амфиболовыми габбро, часто ороговикованы и оплавлены, поэтому можно предположить, что обнаруженная закономерность связана или с частичной асимиляцией включений магмой, или с собственно генерацией магмы. Мы уже писали о том, что более реально второе предположение.

При уменьшении содержания  $MgO$  во включениях состав их меняется от существенно меланократовых пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев до амфиболитов и амфиболовых габбро, т.е. с убыванием  $MgO$  в породах увеличивается количество плагиоклаза; кроме того, в этом же направлении в стекловатых породах увеличивается содержание стекла. По экспериментальным данным, условия плавления амфиболитов и пироксен-амфиболовых сланцев существенно различаются. Если, во-первых, обогащение расплава натрием в начале плавления небольшое, так как активность этого элемента обусловлена устойчивостью плагиоклаза (андезин-лабрадор), существующего некоторое время с расплавом, то, во-вторых, натрий быстро мигрирует в расплав из амфиболя, не будучи связан какой-либо новой кристаллической фазой. В обоих типах пород расплав в начале плавления сильно обогащается калием. Амфибол пироксен-амфиболовых сланцев при  $P < 5$  кбар распадается при температурах ниже солидуса, а при  $P = 5-8$  кбар существует лишь с самыми первыми выплавками, образующимися вблизи солидуса. Доля плавления составляет не более 10-15% (при  $P_{H_2O} < P_{общ}$ ).

Эти различия, по-видимому, предопределяют существование желоба в зависимости  $Na_2O-MgO$ , вернее его границы с содержанием  $MgO = 11\%$ . С пироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами (при  $P = 5-8$  кбар) существуют расплавы кислого состава, обогащенные натрием, а с амфиболами - менее натровые расплавы. В целом с увеличением доли плавления состав расплава стремится к точке, где при равном содержании  $MgO$  перекрыва-

Рис. 9. Диаграммы зависимости щелочей и  $MgO$  в породах включений и вулканитах

А - общая диаграмма для всех включений: 1 -  $Na_2O$ , 2 -  $K_2O$ ; Б - диаграммы для отдельных вулканов или формаций (I - включения, II - вулканиты). Номера только у образцов с аномальным содержанием  $Na_2O$  и  $K_2O$

ются поля химически изосоставных вулканитов и включений. Доля плавления в этой точке близка к 100%. Наиболее существенный вклад в образование андезитовых расплавов, по-видимому, вносят амфиболиты с содержанием  $MgO = 7\%$ .

При формировании андезитовых формаций амфиболиты с большим содержанием  $MgO$ , вероятно, редко достигают полного плавления (иначе бы мы имели соответствующие им по составу расплавы), а доля плавления меланократовых кристаллических сланцев, по-видимому, не превышает нескольких процентов. Амфиболовые габбро, состав которых на диаграмме перекрывается с составом наиболее основных лав, могут быть как глубоко переработанными ксенолитами, так и продуктами протокристаллизации.

Ранее была показана высокая активность калия, выражаясь в появлении биотита в стадию ороговикования, предшествующую плавлению, и в начале плавления амфиболитов и кристаллических сланцев. Учитывая сделанный выше вывод о разной доле пород, различающихся по содержанию  $MgO$ , в образовании магмы, мы можем допустить, что именно высокая калиевость флюида или первичного расплава, образующегося при начальном плавлении пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев, обеспечивает повышенное содержание калия в вулканитах по сравнению с идентичными им по содержанию  $MgO$  включениями. При этом высокое содержание калия должны иметь наиболее кремноземистые расплавы, что и наблюдается в действительности. Вероятно, можно говорить о контаминации пироксен-амфиболовых сланцев магмой, образованной преимущественно при плавлении амфиболитов.

### РОЛЬ ПОРОД ВКЛЮЧЕНИЙ В СОСТАВЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПРОИСХОЖДЕНИИ НЕКОТОРЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

По текстурно-структурным признакам, составу и парагенезису включения в вулканических породах могут быть разделены на три группы: слабо метаморфизованные обломки неглубоко залегающего фундамента; проблематичные сегрегации или продукты протокристаллизации магмы; обломки глубинных метаморфических пород (метабазиты).

К первым относятся обломки осадочных и вулканических пород, в различной мере метаморфизованные. Среди них обычны аргиллиты, кремни, роговики, обломки кварца, пемзы, различные лавы, метаморфизованные известняки, редкие обломки гранитоидов. Они легко диагностируются и относятся к явным ксенолитам. Присутствуют, за некоторым исключением, на всех вулканитах, различаются при этом лишь количественными отношениями тех или иных пород.

Вторая группа представлена преимущественно габброидами и с достоверностью может быть выделена лишь на вулканах Плоских и среди продуктов ареальной деятельности Плоского Толбачика — в базальт-андезито-базальтовой формации, хотя в этой формации также присутствуют катаклазированные плавленые габброиды, метаморфизованные базальты (вероятно, глубинного происхождения). К продуктам протокристаллизации магм андезитовых формаций, по-видимому, относятся некоторые включения амфиболовых габбро с содержанием  $MgO < 6-7\%$  на всех изученных вулканах, однако их трудно отличить от амфиболизированных габброидов, связанных своим происхождением с амфиболитами. В качестве отличительных признаков амфиболизированных габбро могут быть использованы катаклаз и наличие замещений амфиболом реликтовых фаз, если замещение прошло неполно. Показательна также ассоциация амфиболовых габбро последнего типа с амфиболитами, гипербазитами и другими метаморфическими породами в эвтакситовых и неоднородных по составу включениях. К включениям второй группы, вероятно, относятся некоторые порфировидные габбро-нориты, не имеющие признаков плавления на Ключевском вулкане, габброидные оторочки в коронитах на Удиных вулканах. Отличие полно-кристаллических включений этой группы от стекловатых (собственно гоме-

генных включений) связано с кристаллизацией тех и других на различных уровнях глубинности; первых – на гипабиссальном уровне, типичном для становления интрузий, или на уровне зон генерации магмы; вторых – практически на поверхности в эфузивную или субэфузивную стадию кристаллизации. Такие косвенные данные, как участие габброидов в строении коронитов (включенных в базальты и андезито-базальты) и их тесная ассоциация с метаморфическими породами, указывают на значительные глубины их кристаллизации. Наконец, сошлемся на экспериментальные данные, требующие высоких  $P_{H_2O}$  (6,5 кбар) для ранней кристаллизации амфибола в андезитовых магмах [44].

Породы третьей группы включений представляют в основном гранулитовую фацию метаморфизма. Амфиболсодержащие породы типичны для проявлений андезитовых формаций и среди базальтов не встречаются. Основные сланцы и безамфиболовые габброиды в породах андезитовых формаций подчинены амфиболсодержащим породам в количественном отношении, но являются типичными включениями вулканитов базальт-андезито-базальтовой формации. Имеется целый ряд переходов между теми и другими породами гранулитовой фации. Наряду с присутствием действительно промежуточных разностей (например, пироксен-амфиболовых или оливин-пироксен-плагиоклазовых пород), мы фиксируем и сами эти процессы преобразования одних пород в другие в амфиболитах. Первичные породы амфиболитов реконструируются как габброиды, диабазы или базальты. Сравнение средних химических составов пород включений (основного состава), типичных для разных формаций вулканитов (табл. 11), показывает практически изосоставность химизма включений, хотя первые (I) представлены главным образом амфиболсодержащими породами, а вторые (II) – безамфиболовыми габбро и гранулитами. Это свидетельствует, очевидно, об изохимическом характере метаморфизма при амфиболизации, что обычно при региональном метаморфизме [35]. Однако подобное же сравнение амфиболитов и амфиболовых габбро с габброидами (типа алливалитов Восточной вулканической зоны) приводит к выводу о том, что амфиболизация идет с привносом натрия, железа и титана, так что такие случаи также не должны исключаться. В обоих случаях амфиболизация габброидов существенным образом связана с привносом воды. Описываемые включения метаморфических пород могут быть отнесены к "меланократовому фундаменту" островных дуг [8]. Этот комплекс – фундамент двух других широко распространенных метаморфических комплексов островных дуг: глаукофанового и жедрит-плагиогнейсового. М.С. Марков относит "меланократовый фундамент" к глубинам базальтового слоя. Интерпретация профиля ГСЗ в районе типичного проявления андезитовой формации в Ключевской группе вулканов по результатам изучения упругих свойств пород включений показывает, что земная кора (ниже поверхности консолидированного фундамента) с  $v_p = 6,6-6,7$  км/с в этом районе оптимально удовлетворяет модели состава из амфиболсодержащих пород [19].

Резкие латеральные вариации строения и скоростных характеристик коры под Ключевскими вулканами позволили нам выдвинуть предположение, что, кроме регионально выдержанного верхнего слоя коры, сложенного породами амфиболитовой фации, в районах развития андезитовой формации происходит также амфиболизация нижнего базальтового слоя [19]. Амфиболизация связана, по-видимому, с прогрессивным метаморфизмом – в том смысле, что температура субстрата повышается, но в недра при этом поступает вода. Возможность подобного процесса экспериментально показана Г.С. Йодером и К.Э. Тилли [34]. Петрографическим подтверждением образования ортоамфиболитов при прогрессивном метаморфизме может служить тот факт, что новообразованный (при амфиболизации) плагиоклаз этих пород имеет более высокотемпературную (менее упорядоченную) оптику, чем реликтовый плагиоклаз, свойственный исходным базитам.

Таким образом, хотя в принципе ассоциации пород типа пироксенового габбро являются более глубинными, чем ассоциации амфиболсодержащих пород, в данном случае отмечается замещение тех и других по латерали на одинаковых уровнях глубинности. Подобные замещения в составе пород "меланократового фундамента" предполагаются также М.С. Марковым [7].

Таблица 11

Средний состав включений в породах базальт-андезито-базальтовой (I) и андезитовой (II) формаций Ключевских вулканов, вес.%

Формация	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
I (15)	47,59	0,93	15,78	3,33	6,77	0,19
II (37)	49,82	0,86	16,58	5,78	4,39	0,20

Примечание. В скобках – число анализов.

Таблица 11 (окончание)

Формация	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Σ
I (15)	8,76	12,65	2,39	0,78	99,17
II (37)	8,44	9,93	2,52	0,78	99,31

Кроме отмеченных латеральных вариаций в составе "меланократового фундамента", по-видимому, существуют и региональные особенности его состава, связанные с эволюцией магматизма того или иного региона. В этом отношении показательна ассоциация набора включений контрастного состава (от амфиболитов до гипербазитов) с теми вулканическими формациями, которые характеризуются высокой интенсивностью андезитового вулканизма и значительным объемом пород (вулкан Шивелуч и Авачинская группа вулканов). Обсуждение этих особенностей в связи с результатами ГСЗ и экспериментальными данными по изучению упругих свойств пород включений позволило высказать предположение, что кора под вулканом Авача претерпела существенное перерождение под влиянием выплавки андезитовых магм [16]. Скорости ( $v_p$ ) ниже границы консолидированного фундамента в этом районе в верхнем слое повышенны до 7,0–7,2 км/с, а в нижнем ("базальтовом") достигают 7,8–7,9 км/с. Последние близки к скоростям, наблюдаемым в верхах мантии. Эти данные аппроксимируются характеристиками пород состава амфиболитов, без амфиболовых габбро и гипербазитов, существующих во включениях и, вероятно, перемежающихся в составе коры с увеличением доли последних сверху вниз по разрезу [16].

Закономерности в распределении включений, т.е. соответствие определенных типов включений и вмещающих пород, свидетельствуют о том, что расплав и включения связаны единым местом образования. Этот вывод не исключает возможности засорения магмы "случайными" включениями во время движения ее к поверхности. Он лишь отражает наиболее важную и принципиальную особенность рассматриваемого распределения. Этот вывод вместе с данными, указывающими на первоначальные глубины залегания включений и расплава в 10–25 км или более, а также рассмотренные нами петрографические и петрохимические свидетельства плавления включений позволяют рассмотреть процесс образования магмы андезитовых вулканических формаций с позиций палингенеза. Как было показано, плавлению подвержены главным образом, кристаллические сланцы с содержанием MgO = 7,11%, близкие по составу к наиболее основным вулканитам андезитовой формации, при этом доля сравнительно магнезиальных метапород оказывается преимущественно в формировании кислых фракционатов магмы. Соответствие парагенезисов минералов включений и вмещающих пород говорит о том, что при образовании магмы происходит вертикальная миграция фронта плавления или в одном и том же очаге плавления варьирует температура. В последнем случае низкотемпературные и водонасыщенные выплавки будут отвечать андезитовым магмам, аналогам амфиболовых андезитов, а относительно высокотемпературные и сухие – анде-

зитовым и андезито-базальтовым магмам, аналогам пироксеновых андезитов (андезито-базальты). Плавление пород (идентичных амфиболитам) базальто-вого состава [35] при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  кбар начинается при  $850-900^\circ$ , а при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 10$  кбар температура солидуса снижается до  $650^\circ$ . Г.С. Йөдер и К.Э. Тилли [34] установили ликвидус базальтовых пород при  $T = 1050-1100^\circ$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  кбар и  $T = 1000-1050^\circ$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 10$  кбар (при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$ ).

Таким образом, мы приходим к выводу о палингенном происхождении магм андезитовых формаций, возрождая тем самым взгляды Ф.Тернера и Дж.Ферхугена о происхождении известково-щелочных пород островных дуг, высказанные ими около 15 лет назад [45]. Здесь, однако, лишь кратко обсуждаются материалы исследований геофизических структур и состояния коры и верхней мантии под вулканами, допускающие возможность и иной точки зрения.

Наши данные недостаточны для суждения о составе пород зон генерации магмы базальтовых формаций. Сейсмологические данные [17, 18, 20] показывают глубинное мантийное происхождение базальтовых магм. Широко распространено мнение, что верхняя мантия в островных дугах имеет состав лерпилита, близкого к пиролиту, по А.Рингвуду [3, 32]. Мы, однако, не находим этих пород среди включений. В базальтах широко распространены габброидные включения, среди которых трудно отличить продукты протокристаллизации от глубинных обломков. Эти факты можно понять, допустив захват включений в низах коры, с которыми контактируют базальтовые расплавы, претерпевшие фракционирование в верхней мантии. Габброидные породы (или гранулы) также принимают участие в образовании магмы, однако в данном случае более реально говорить лишь об их контаминации.

## ABSTRACT

Gabbroid and metabasite inclusions in Kamchatka's Quaternary volcanic rocks have been investigated: distribution, occurrence frequency, composition, and relationships with volcanic rocks. Quantitative-mineral and chemical compositions of 114 inclusions and analyses of amphiboles and plagioclase from the inclusions are given. A regular relationship has been established between the inclusion type and the type of the country rocks of volcanoes. Amphibole-containing metabasites and gabbro are typical of inclusions in hornblende andesites, while amphibole-free metabasites are typical of inclusions in pyroxenic or olivine-pyroxenic andesites, andesite-basalts, and basalts. But, on the whole, the association of amphibole-containing metabasites is typical of inclusions in rocks of andesite formations, and does not occur among inclusions in basalt-andesite-basaltic rocks.

Rocks of the inclusions belong either to the granulitic facies of metamorphism (of basic crystal schists) or to "melanocratic" basement identified with the earth's crust basalt layer.

Study of the inclusions suggests a hypothesis about a polygenic formation of the magmas corresponding to the andesitic rocks at the level of the earth's crust basalt layer.

## ЛИТЕРАТУРА

- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии. – Геол. и геофиз., 1972, № 12.
- Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Труды ИГиГ СО АН СССР, 1974, вып. 183.
- Куню Х. Основные и ультраосновные включения в базальтах и природа верхней мантии. – В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
- Волохов И.М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах. Новосибирск, "Наука", 1972.

5. Ксенолиты и гомеогенные включения. М., "Наука", 1969.
6. Родионова Р.И., Федорченков И. Ксенолиты в лавах Курильских островов и некоторые вопросы глубинной геологии этого района. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
7. Марков М.С. С геологическим молотком в глубины Земли. — Природа, 1975, № 1.
8. Марков М.С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. — Геотектоника, 1970, № 2.
9. Масуренков Ю.П. Включения в современных вулканитах Камчатки и проблема происхождениямагм. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., "Наука", 1972.
10. Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических эон Камчатки. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1974, № 3.
11. Ермаков В.А. Некоторые вопросы методики карттирования вулканогенных формаций на примере Ключевской группы вулканов на Камчатке. — В кн.: Методика карттирования вулканогенных формаций. М., "Наука", 1969.
12. Ермаков В.А. Неотектоника и вулканизм Ключевской группы вулканов на Камчатке. — Вестн. МГУ. Сер. гел., 1969, № 3.
13. Ермаков В.А. Ключевская группа вулканов. Геологическое строение и петрогенезис. Автореф. канд. дис. Петропавловск-Камчатский, 1970.
14. Утнасин В.К., Абдурахманов А.И., Аносов Г.И. и др. Глубинное строение Ключевской группы вулканов и проблема магматических очагов. — Сов. геол., 1974, № 2.
15. Балеста С.Т., Утнасин В.К., Аносов Г.И. Строение земной коры под вулканами в различных геоструктурных зонах по геофизическим данным. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
16. Ермаков В.А., Фарберов А.И., Балеста С.Т., Левыкин А.И. Состав и строение земной коры Восточной Камчатки по геолого-геофизическим данным. — Геол. и геофиз., 1975, № 9.
17. Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — ДАН СССР, 1956, т. 106, № 4.
18. Фирстов П.П., Широков В.А. Локализация корней вулканов Ключевской группы по сейсмологическим
- данным. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
19. Левыкин А.И., Фарберов А.И., Ермаков В.А., Балеста С.Т. Состав и состояние вещества земной коры района Ключевской группы вулканов. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.
20. Фарберов А.И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск, "Наука", 1974.
21. Краевая Т.С., Мелекесцев И.В., Кутыев Ф.Ш., Штейнберг Г.С. Авачинская группа вулканов. — В кн.: Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974.
22. Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1956, № 11.
23. Ермаков В.А., Колосков А.В. О генезисе некоторых типов гомеогенных включений в экструзивных андезитах. — В кн.: Ксенолиты и геоморфогенные включения. М., "Наука", 1969.
24. Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963.
25. Коптев-Дворников В.С., Ефремова С.В., Апельцын Ф.Р. и др. Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли, т. 2. М., "Наука", 1972.
26. Ванде-Кирков Ю.В. Новый вариант диаграммы для определения средних-основных плагиоклазов на Федоровском столице. — Бюл. Вулканол. ст. Сиб. отд. АН СССР, 1974, № 50.
27. Ванде-Кирков Ю.В. Вариации модального состава и степени упорядоченности плагиоклазов в эффициях среднего и основного состава. — Бюл. Вулканол. ст. Сиб. отд. АН СССР, 1975, № 51.
28. Лути Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., "Наука", 1974.
29. Волынец О.Н., Долгова Т.В., Колосков А.В., Кутыев Ф.Ш. О химическом составе амфиболов и биотитов из четвертичных вулканических пород Камчатки. — Бюл. Вулканол. ст. Сиб. отд. АН СССР, 1975, № 51.
30. Srinivasan R., Sreenivas B.L. Relict plagioclases Kolar Field amphibolites. — Bull. Geol. Soc. India, 1969, N 3.
31. Рудич К.Н., Волынец О.Н., Ермаков В.А., Колосков А.В. Многообразие вулканических пород Камчатки и проблема их генезиса. — В кн.: Геодинамика, магмообразование

- и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
32. Геншагт Ю.С. Экспериментальное моделирование минерального состава низов коры и верхней мантии. — В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М., "Наука", 1974.
33. Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
34. Йодер Г.С., Тибли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.
35. Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др. Фации метаморфизма. М., "Недра", 1970.
36. Эйттель В. Физическая химия силикатов. М., ИЛ, 1962.
37. Волынец О.Н. О возникновении кислых расплавов в результате пирометаморфизма. — В кн.: Кислый вулканализм. Новосибирск, "Наука", 1973.
38. Рош Хьюберт. Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их дометаморфической истории. — Междунар. геохим. конгр., 1972, т. 3, кн. 1.
39. Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарапин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., "Наука", 1971.
40. Розен О.М., Марков М.С. О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки). — Геотектоника, 1973, № 3.
41. Леонова Л.Л., Волынец О.Н., Ермаков В.А. и др. Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.
42. Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н. Полевошпатовые включения основного состава в кислых пирокластах современных вулканов. — В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., "Наука", 1969.
43. Kushiro J., Yoder H.S. The reactions between forsterite and anorthite at high pressures. — Carnegie Inst., Year Book, 1964–1965, v. 64.
44. Eggler D.H., Burnham C.W. Crystallization and fractionation trends in the system andesite –  $H_2O$  –  $CO_2$  –  $O_2$  at pressures to 10 kb. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, N 8.
45. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.

О. Н. ВОЛЫНЕЦ, С. А. ЩЕКА, Ю. М. ДУБИК

## ОЛИВИН-АНОРТИТОВЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ И КУРИЛ

Анортитсодержащие включения, состоящие главным образом из анортита, оливина и клинопироксена, известны на Камчатке со времени работ Б.И. Пийпа в 1937 г. [1]. Они найдены только на вулканах Восточной Камчатки: Кихпиньче, Ксудаче, Камбальном, Ильинском, Желтовском, Кошелевском, Мутновском, Малом Семячике [1-8]. Аналогичные включения установлены для ряда вулканов Главной Курильской дуги – вулкана Менделеева, кальдер Головнина, Немо, Заварицкого, Тао-Русыр [5,9] – и внешних зон вулканических дуг Северной Японии [10, 11]. Известны они и в других районах мира: на вулкане Суфиер, Малых Антильских островах [12, 13], Гавайях [14].

Коллекции включений практически со всех перечисленных вулканов Камчатки и Курил собраны авторами во время полевых работ 1968-1974 гг. Особенно детально изучены включения кальдеры Ксудач и вулканов Кихпиньч и Менделеева.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ

Анортитсодержащие включения найдены как в породах базальтового состава (Кихпиньч, Тао-Русыр и др.), так и в значительно более кислых разностях – вплоть до дацитов и липарито-дацитов (Ксудач, Мутновский и др.). При этом включения обычно встречаются среди пирокластических отложений, тогда как находки их в породах лавовой фации единичны. Наиболее обычны включения в андезитовой и дацитовой пирокластике. Анортитсодержащие включения в пирокластике, как правило, ассоциируют с отдельными кристаллами-лапиллями анортита (или сростками нескольких таких кристаллов). В лавах вулканов, где встречены подобные включения, также нередко наблюдаются отдельные вкрапленники анортита, причем не только в базальтах, но и в андезитах и даже более кислых разностях. Таким образом, можно наблюдать все переходы от отдельных вкрапленников в лавах и кристаллов-лапиллей в пирокластике через сростки таких кристаллов до обломков поликристаллических пород.

Наиболее широко и разнообразно этот тип включений представлен на вулкане Ксудач (Южная Камчатка). В сложной истории формирования вулкана выделены три магматических цикла, каждому из которых соответствует комплекс пород от базальтов-андезито-базальтов до дацитов-андезито-дацитов. Анортит и оливин в виде отдельных, иногда очень крупных (до 10 см) кристаллов и сегрегаций являются "сквозными" минералами для пород всех трех комплексов вулкана Ксудач. Именно в такой форме они характерны для базальтов и андезито-базальтов эфузивного генезиса. Максимальных размеров и наибольшего распространения оливин-анортитовые включения достигают в пирокластике кислого состава, причем их количество и размеры, в общем, пропорциональны объему выброшенного материала. Так, в пемзах, незначительных по объему, оливин и анортит встречены в виде оплавленных сегрегаций и отдельных ксенокристаллов, причем в нижней части пемзовой толщи содержание последних настолько велико, что валовой химический состав пемзы меняется с дацитового на андезитовый. В игнимбриговых туфах Северной кальдеры нижняя часть

Таблица 1

Средний химический состав базальтов вулканов, где встречены оливин-анортитовые включения, вес. %

Компо-ненты	1 (2)	2 (2)	3 (4)	4 (6)	5 (2)	6 (1)	7 (4)	8 (3)	9 (7)	10 (5)	11 (3)	12 (11)	13 (7)	14 (131)
SiO <sub>2</sub>	50,43	53,12	53,13	51,49	52,40	54,44	51,35	51,43	49,65	50,42	51,80	48,55	51,65	51,92
TiO <sub>2</sub>	0,82	1,20	0,83	1,10	0,87	1,08	0,84	0,78	1,15	0,52	0,92	0,76	0,70	1,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,32	16,10	18,14	17,95	17,42	17,76	18,79	18,41	18,88	21,36	18,37	18,54	17,98	17,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,40	4,04	3,78	3,49	3,65	4,21	2,41	3,50	3,53	2,76	4,62	10,44	3,77	3,79
FeO	8,44	6,16	6,58	7,61	8,13	5,53	7,40	6,40	7,69	6,73	4,42	-	6,96	5,66
MnO	0,18	0,18	0,20	0,25	0,21	0,19	0,17	0,18	0,21	0,20	0,17	0,20	0,16	0,18
MgO	4,83	4,80	4,36	4,92	3,86	4,80	5,32	5,87	4,35	5,02	5,24	6,59	5,41	5,71
CaO	11,35	10,02	9,46	9,99	9,78	7,84	10,10	10,05	10,58	10,62	9,76	11,70	9,35	9,10
Na <sub>2</sub> O	1,52	2,35	2,62	2,70	2,70	2,70	2,45	2,17	2,77	2,12	3,30	2,16	2,67	2,99
K <sub>2</sub> O	0,17	0,50	0,50	0,62	0,66	0,58	0,38	0,50	0,48	0,33	0,51	0,39	0,36	1,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,04	-	-	-	0,24	0,21	0,21	0,19	0,05	-	0,21	0,23	0,32
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	11,2	21,3	19,1	22,9	24,4	21,4	15,5	23,0	17,3	15,5	15,4	13,9	16,8	34,1

Примечание. 1 - кальдера Головнина; 2 - вулкан Менделеева; 3 - кальдера Заваринского; 4 - кальдера Тао-Русыр; 5 - кальдера Немо; 6 - вулкан Камбальский; 7 - вулкан Ильинский; 8 - вулкан Желтовский; 9 - кальдера Ксудач; 10 - вулкан Мутновский; 11 - вулкан Авачинский; 12 - вулкан Малый Семячик; 13 - вулкан Кихпиньч; 14 - средний известково-щелочная базальт Камчатки. В скобках - количество анализов. Использованы опубликованные материалы [17, 19]. Подчеркнуто - общее содержание железа в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

разреза буквально насыщена округлыми, с четкой базальтовой оболочкой, анортитовыми и анортит-оливиновыми включениями с поперечником 2–5 см. С самыми значительными по объему отложениями пемзовых потоков I связанны наименее крупные (до 1–1,5 м) полнокристаллические включения, состоящие из анортита, оливина и пироксена. Так, уже геологическое положение включений свидетельствует об их приуроченности к расплаву, формировавшему вулкан на всех этапах его эволюции.

Весьма примечательно пространственное распределение анортитсодержащих включений и мегакристаллов анортита. Они встречаются исключительно на вулканах внешних, выдвинутых в сторону океана зон, вулканических дуг Камчатки, Курил и Северной Японии и отмечены на протяжении более 2000 км от широты Кроноцкого озера (Камчатка) на севере до Северного Хонсю (Япония) на юге. Характернейшая особенность вулканов, на которых найдены подобные включения или мегакристаллы анортита, – наличие низкокалиевых базальтов типа так называемых островных толейтов [15–17]. Базальты этого типа характеризуются низким содержанием  $K_2O$  (0,2–0,6%) и повышенным – анортитовой составляющей (табл. 1). При этом средние и кислые члены серий вулканических пород на таких вулканах [18] нередко наследуют низкую калиевость базальтов (кальдеры Ксудач, Головнина, Заварышского, вулканы Менделеева, Ильинский, Желтовский и др.), но это не всегда обязательно (вулкан Малый Семячик).

Включения могут быть встречены и в породах нормальной щелочности, однако практически всегда в разрезах соответствующих вулканов можно найти низкокалиевые базальты. Более того, включения подобного типа обильны только тогда, когда средние и кислые породы наследуют низкую калиевость базальтов. Исключения из этих правил редки, хотя иногда мегакристаллы анортитов встречаются в породах нормальной щелочности на вулканах, где низкокалиевые базальты не проявлены (Дикий Гребень, Алаид).

В амфиболсодержащих андезитах и базальтах Авачинского вулкана обычны включения крупнокристаллических и пегматоидных амфиболовых габбро с анортитом. Известны также единичные находки магнетит-анортитовых обломков с магнетит-клинопироксеновыми псевдоморфозами, по форме напоминающими амфибол. В последнем случае состав плагиоклаза и магнетита аналогичен таким из оливин-анортитовых включений, что свидетельствует о сходстве условий их образования. Включения анортитовых амфибол-пироксеновых габбро встречены также в базальтах вулкана Алаид (Курильские острова).

На многих вулканах анортитсодержащие включения ассоциируют с включениями оливиновых и двупироксеновых габбро, диоритов, гранофировых и микропегматитовых грандиоритов и гранитов (Ильинский, Малый Семячик, Ксудач, Головнина и др.). При этом, по данным О.Б. Селянгина [7], на вулкане Малый Семячик в лавовой фации наблюдается направленное изменение составов включений, синхронное с изменением составов вмещающих пород: анортиты, троктолиты – в базальтах и андезито-базальтах, в андезитах к ним присоединяются габбро и габбро-пориты, а в андезито-дацитах и дацитах – габбро-диориты. В то же время в пирокластических фациях на том же вулкане корреляция составов включений и эффузивов несколько иная. Так, в андезитовых агломератовых туфах кальдерообразующего извержения Малого Семячика состав включений изменяется от троктолитов и габбро до грандиоритов при преобладании гранофировых диоритов и кварцевых диоритов. Ассоциация оливин-клинопироксен-анортитовых включений с включениями голомеланократовых ультраосновных пород (оливиниты, дуниты, перидотиты), а также с включениями амфиболовых габбро и амфиболитов авторами не наблюдалась.

## МОРФОЛОГИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ, ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ ПОРОД

Форма включений весьма разнообразна – от обломочной или глыбовой до уплощенной или округлой. Кристаллы-лапили в пирокластике нередко имеют совершенные кристаллографические очертания. Размеры включений колеблются

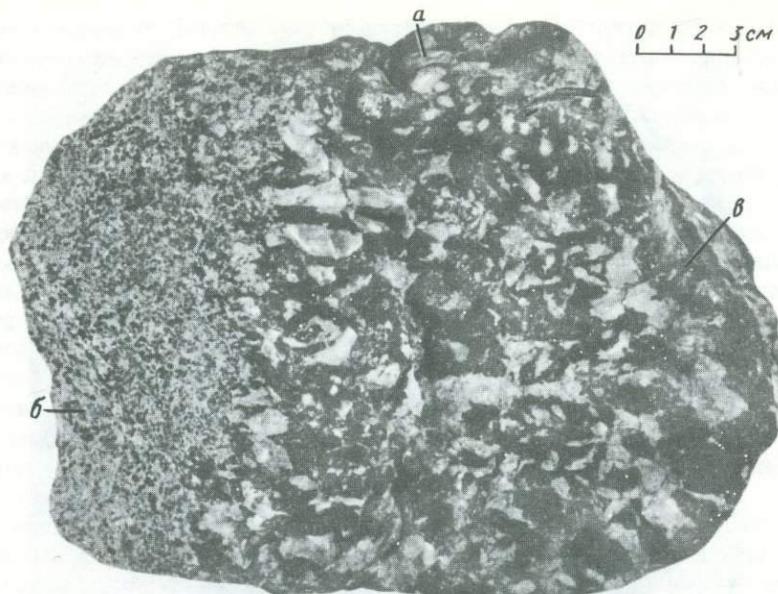


Рис. 1. Оливин-пироксен-анортитовое включение с наиболее ярко выраженной пегматоидной текстурой из анортита и пироксена (а), оливин-анортитовой среднезернистой зоной (б) и оторочкой базальтового стекла (в) (вулкан Ксудач)

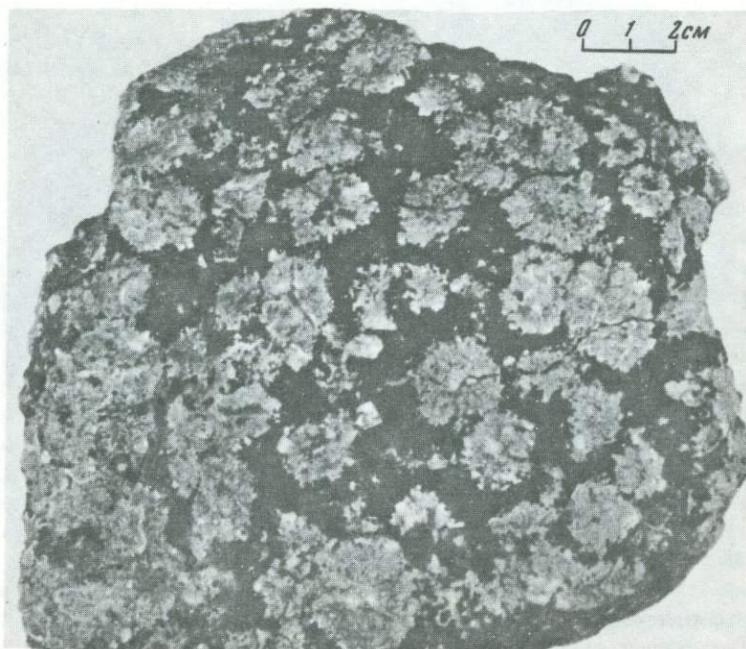


Рис. 2. Включение с оригинальной пятнистой текстурой (вулкан Ксудач). Шаровидные радиально-лучистые сростки оливина и анортита погружены в базальтовое стекло с вкрапленниками анортита. Обр. 1906-6

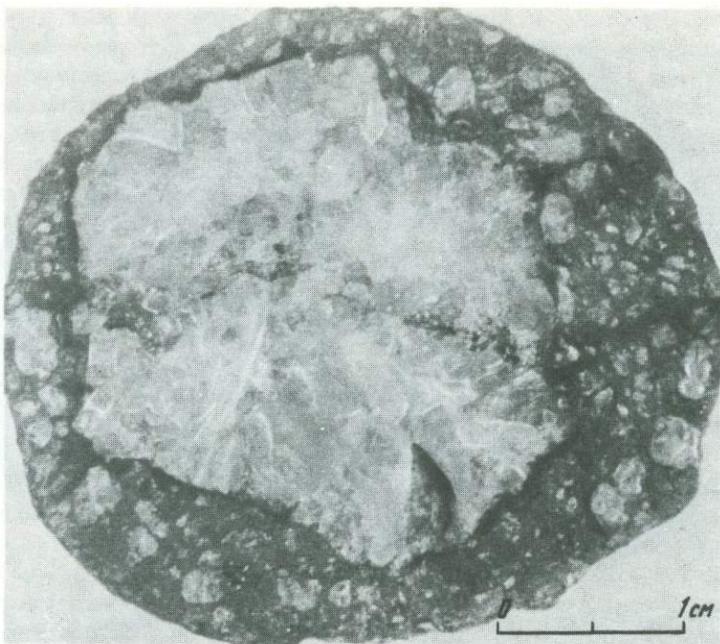


Рис. 3. Весьма распространенная яйцевидная форма мелких включений. Ядро сложено агрегатом кристаллов анортита

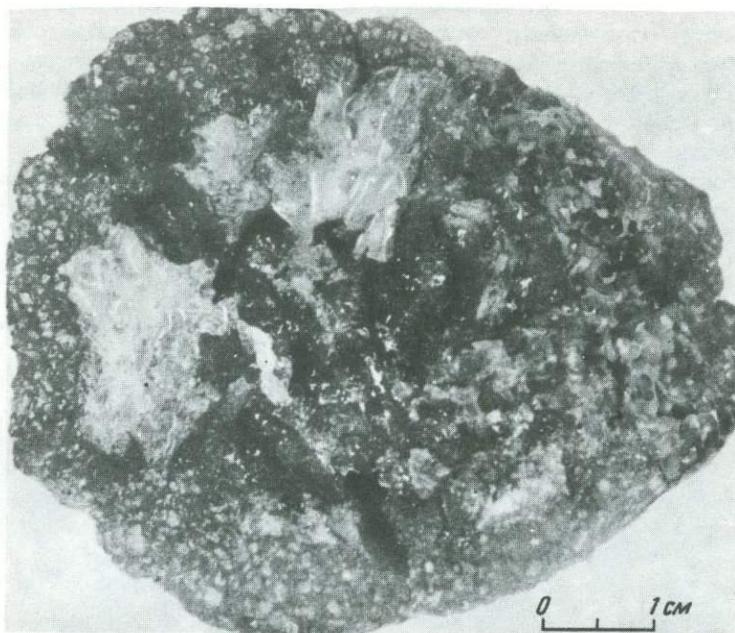


Рис. 4. Анортит-оливиновый агрегат в ядре включения сферической формы

от размеров одного кристалла или сростка кристаллов до глыб диаметром 0,3–0,5 и даже 1,0–1,5 м. Размеры кристаллов во включениях также изменяются в широких пределах – от 0,5 до 80 мм, однако преобладают разности с величиной кристаллов 5–25 мм.

Текстуры включений весьма неоднородны – от пегматоидных и друзовых в центральных частях крупных включений до мелкозернистых и роговиковых в

контактовых оторочках. Иногда наблюдаются также полосчатые разности, появляющиеся в которых заметно различаются по содержанию темноцветных минералов и плагиоклаза (рис. 1-4). Наконец, отмечены включения с радиально-центрическим расположением слагающих их минералов (обычно это небольшие включения, не превышающие 2-4 см в диаметре). Упаковка кристаллов во включениях, как правило, весьма рыхлая; обычны, особенно в пегматоидных разностях, неправильные пустоты, внутренние полости которых в ряде случаев выполнены прекрасно ограниченными кристаллами. Нередко такие пустоты заполнены черным шлаковидным стеклом, в большей или меньшей мере раскристаллизованным. Некоторые включения представляют собой резко порфировидные породы с крупными (до 10-15 мм) вкрапленниками плагиоклаза и оливина и полукристаллической основной массой (например, оливин-анортитовые включения в дацитах экструзии Двугорбой, вулкан Мутновский). При наличии большого количества включений в породах одного вулкана можно подобрать последовательный ряд включений от голокристаллических до резко порфировидных разностей с постепенно увеличивающимся количеством тонкозернистой основной массы [4, 7].

Многие включения, даже в том случае, когда они встречаются среди средних или кислых по составу пирокластических отложений, окружены корочкой базальта. Более того, на вулканах Ильинском и Желтовском обычны округлые базальтовые бомбы размером от 3 до 10 см по длиной оси, содержащие во внутренних частях обломки оливин-клинопироксен-анортитовых пород либо отдельные крупные (до 3 см в поперечнике) кристаллы аортита или оливина.

В ряде случаев наблюдается довольно интенсивный термальный метаморфизм включений (например, для некоторых включений в базальтах вулкана Кихпиньч и кальдеры Ксудач). Краевые зоны крупнокристаллических включений при этом преобразуются в тонкозернистый роговикового облика агрегат мелких зернышек плагиоклаза, пироксена, оливина, рудного минерала, иногда вместе с зеленой шпинелью. Кайма вермикулярного пироксена с рудным минералом и зеленой шпинелью развита также на границах некоторых зерен аортита и оливина. Зерна спивина переполнены мелкими включениями магнетита.

#### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ, ХИМИЗМ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Главные минеральные компоненты включений — плагиоклаз (анортит), оливин, клинопироксен и вулканическое стекло, причем относительные количества каждого из этих компонентов могут заметно изменяться. Тем не менее преобладают голокристаллические лейкократовые (за счет преимущественного развития плагиоклаза) включения. В оливин-клинопироксен-плагиоклазовых включениях нередко встречается магнетит, а иногда и ортопироксен. В отдельных включениях отмечен также амфибол (вулканы Кихпиньч, Ксудач, Ильинский). Наряду с оливинсодержащими включениями найдены и безоливиновые или опироксен-плагиоклазовые и магнетит-клинопироксен-плагиоклазовые разности (кальдера Головнина, вулкан Ильинский, вулкан Авачинский и др.).

По особенностям валового химического состава (табл. 2) — низкому содержанию кремнезема (39,4-45,4%) и щелочей (обычно <1%) — включения приближаются к ультрасловенным породам. При этом, в соответствии с широкими колебаниями относительного количества главных минеральных компонентов включений, содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  в отдельных анализах могут изменяться в 2-3 и даже 5-6 раз. Поэтому крайние по химизму разности отвечают, с одной стороны, почти чистым аортититам (колонка 20), а с другой — полевошпатовым перидотитам (колонка 13). Все включения отличаются весьма низким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , а большинство — также и  $\text{TiO}_2$ . В отношении  $\text{TiO}_2$  исключение составляет лишь включения с вулкана Менделеева [20].

Вулканическое стекло. Как правило, во включениях присутствует небольшое количество стекла в виде тонких пленочных оторочек, скамлюющих

Таблица 2

Химический состав аортитов содержащих включения, вес. %

Компо-ненты	1	2	3	4	5	6	7
	1202	1202a	5946/7	14	15	13	53506
SiO <sub>2</sub>	39,58	39,43	42,80	41,22	42,82	40,10	42,58
TiO <sub>2</sub>	2,25	0,96	1,17	0,12	0,10	0,42	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,61	22,82	16,86	24,06	25,03	27,15	30,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,93	12,17	8,72	1,65	0,90	4,13	0,00
FeO	4,67	1,33	7,87	5,55	4,66	5,40	3,72
MnO	0,13	0,11	0,19	0,12	0,10	0,12	0,22
MgO	11,74	11,15	6,28	12,69	9,42	7,97	6,25
CaO	12,96	11,17	13,64	13,38	15,94	13,35	15,48
Na <sub>2</sub> O	0,70	0,67	1,18	0,34	0,50	0,95	1,08
K <sub>2</sub> O	0,24	0,07	0,16	-	-	0,15	0,14
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	0,41	0,50	0,12	0,06	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	0,09	0,12	0,10	0,78	0,21
	1,00	1,00	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,11	0,13	-	-	-	0,06
Σ	100,0	100,0	99,50	99,76	99,60	100,67	100,23

Таблица 2 (продолжение)

Компо-ненты	8	9	10	11	12	13	14
	5350b	16	17	1907/3	1907/2	1907/1	10-50
SiO <sub>2</sub>	41,18	39,64	42,74	39,18	40,82	42,66	43,02
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,42	0,16	1,18	0,34	0,23	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,82	26,39	26,46	16,35	18,31	7,19	26,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,81	1,56	0,76	9,13	0,15	1,55	0,72
FeO	3,62	6,04	4,14	8,41	6,69	10,54	3,99
MnO	0,16	0,10	-	0,21	0,05	0,21	0,04
MgO	15,26	9,71	11,09	7,93	20,90	27,58	9,36
CaO	10,59	15,64	14,15	15,89	9,98	9,10	14,45
Na <sub>2</sub> O	0,61	0,69	0,73	0,75	1,59	0,20	1,88
K <sub>2</sub> O	0,09	0,32	0,04	Сл.	0,45	Сл.	0,41
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	0,06	0,03	0,03	0,06	0,01	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,10	-	-	0,14	0,28	0,24	0,31
	-	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,03	0,03	0,35	0,10	0,26	0,07
Σ	99,63	100,80	100,35	99,55	99,27	99,77	100,70

Таблица 2 (окончание)

Компо-ненты	15	16	17	18	19	20
	x-1	x-3	x-4	x-5	x-2	1
SiO <sub>2</sub>	42,66	44,28	44,32	44,64	45,38	43,52
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,28	0,38	0,28	0,31	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,69	27,68	16,86	24,95	17,12	34,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,63	0,64	2,88	0,64	2,08	0,62
FeO	4,60	3,73	7,76	3,73	5,89	1,00
MnO	0,08	0,02	0,14	0,07	0,13	0,18
MgO	10,32	6,72	13,66	9,23	11,86	1,04
CaO	14,99	16,19	13,79	16,02	16,08	18,02
Na <sub>2</sub> O	0,36	1,72	0,63	0,63	0,65	0,86
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	0,22
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	-	0,03
-	-	-	-	-	-	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	0,05
Σ	100,46	100,37	100,51	100,24	99,73	99,86

Примечание. 1, 2 - о-в Кунашир, вулкан Менделеева, обломки алливалитового состава в туфах [20]; 3 - о-в Кунашир, кальдера Головнина, обломок эвклира в андезитовой пемзе; 4,5 - о-в Симушир, кальдера Заваринского, включение в кислой пирокластике [5]; 6 - о-в Онекотан, кальдера Немо, включения в кислой пирокластике [5]; 7,8 - Камчатка, вулкан Кихничь, включения в базальтовых шлаках, коллекция О.Н. Вольнича; 9-20 - Камчатка, кальдера Кусадач, включения в кислой пирокластике; 9,10 - [3], 11-19 - коллекция Ю.М. Дубика; 20 - Камчатка, вулкан Малый Семячик [7].

В обр. 1202 и 1202а содержание S<sub>0</sub>общ равно соответственно 0,019 и 0,011%; в обр. 13, 1907/3 и 1907/1 содержание CO<sub>2</sub> - 0,09, 1,00 и 0,65%; в обр. x-3, x-4, x-5, x-2 содержание SO<sub>3</sub> - 0,05, 0,05, 0,05 и 0,13%.

Анализы 3, 7, 8, 11-14 и 20 выполнены в химической лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, аналитики Т.В. Долгова и Г.Ф. Некрасова; анализы 14-19 - в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитик Т.А. Лакно.

кристаллы или выполняющих интерстиции между ними. Реже выделения стекла обильны и слагают основную массу породы, в которой крупные кристаллы оливина и аортита играют роль вкрапленников. Обычно стекло в большей или меньшей мере раскристаллизовывается и приобретает сферолитовую, гиалопиловую или каркасную структуру. Степень раскристаллизации стекла прямо связана с размерами его выделений, нераскристаллизованное чистое стекло сохраняется только в самых тонких пленочных выделениях. В шлифах включений, имеющих базальтовые оторочки, можно видеть, как основная масса базальтов заходит по трещинам и интерстициональным промежуткам внутрь включений, причем структура ее при этом становится более стекловатой, постепенно изменяется от интерсергальной до гиалопилитовой.

Нераскристаллизованное стекло в шлифах прозрачное, с отчетливыми зелено-ватым или буроватым оттенком либо густо окрашенное, бурое, непрозрачное. В участках раскристаллизации стекло сохраняется лишь как цемент для многочисленных футлярообразных кристаллических плагиоклазов, иголочек пироксена и волосовидных или округлых зерен магнетита. Характерна пузырчатая шлако-видная текстура раскристаллизованных участков основной массы. Показатель преломления чистого нераскристаллизованного стекла 1,575-1,580 (52,0-52,5% SiO<sub>2</sub> [21]); в раскристаллизованных участках показатель преломления стекла значительно ниже - 1,540-1,550 (58-61% SiO<sub>2</sub> [21]).

Из-за пленочного характера выделений чистого стекла в изученных образцах отобрать его для химического анализа не удалось. Химический состав раскристаллизованных основных масс из некоторых включений приведен в табл. 3, где для сравнения дан также состав базальтовых корочек на включениях. Основные массы включений отвечают по составу базальтам по всем компонентам, за исключением щелочей, близки к составу базальтов тек вулканов, где эти включения встречены (см. табл. 1 и 3). При этом для основной массы из включения вулкана Кихпиньч характерно несколько повышенное содержание  $K_2O$  при пониженном содержании  $Na_2O$  по сравнению с базальтами этого вулкана; во включении с Мутновского вулкана в основной массе повышенено содержание и  $K_2O$ , и  $Na_2O$ , тогда как в основных массах из включений с вулканом Ксудач, по сравнению с базальтами, содержание и  $K_2O$ , и  $Na_2O$  понижено. Данные же Г.Е. Богоявленской и Э.Н. Эрлика [5] о клинопироксеновом составе стекла явно ошибочны, поскольку за стекло ими принят черный с раковистым изломом клинопироксен, о чем свидетельствует приводимый ими анализ.

Плагиоклаз. Состав и особенности морфологии плагиоклаза аортитсодержащих включений совершенно аналогичны составу и морфологии кристаллов лапиллей и мегакристаллов аортита в лавах, так что приводимое ниже описание касается генерации аортитового плагиоклаза включений, туфов и лав. Детальное исследование мегакристаллов аортита в лавах и туфах Японии было предпринято Т.Исикава [22].

Химический анализ плагиоклазов из оливин-клинопироксен-аортитовых включений Камчатки и Курильских островов приведен в табл. 4; в табл. 5 даны составы мегакристаллов плагиоклаза в лавах и туфах. Состав плагиоклазов лежит в пределах от  $An_{86}$  до  $An_{98}$  и лишь в одном случае из 48 опускается до  $An_{82,8}$ , а в одном случае достигает  $An_{100}$ . При этом подавляющая часть анализированных плагиоклазов относится к аортиту (42 из 48). Среди плагиоклазов включений лишь один лежит на границе биговнит - аортит ( $An_{89,5}$ ; см. табл. 4, колонка 12), тогда как среди мегакристаллов в лавах и туфах биговниты встречаются чаще (см. табл. 5). Абсолютные аналогичные данные приводит Т.Исикава [22]: состав мегакристаллов плагиоклаза из лав Северо-Восточной Японии колеблется от  $An_{85}$  до  $An_{99}$ , причем чаще это аортиты, реже основные биговниты. Появление биговнитов вместо аортитов связано, по-видимому, с некоторой переработкой мегакристаллов плагиоклаза в эффузивных расплавах.

Как было показано ранее [6], состав плагиоклаза (как и, впрочем, оливина и клинопироксена) не обнаруживает никакой зависимости от структуры включения, остается постоянным в разных по зернистости зонах одного включения (см. табл. 4, колонки 25-27). Весьма незначительно меняется состав плагиоклаза в разных включениях одного вулкана:  $An_{93,5} - An_{95,1}$  - вулкан Менделеева (2 анализа);  $An_{92,2} - An_{95,0}$  - вулкан Кихпиньч (9 анализов);  $An_{91,0} - An_{93,3}$  - вулкан Мутновский (5 анализов). Наблюдающиеся вариации составов из-за их малой величины в равной мере могут быть связаны как с истинными изменениями состава плагиоклазов, так и с ошибкой силикатного или атомно-абсорбционного анализа. Несколько более широкие вариации составов плагиоклазов наблюдаются для включений кальдеры Ксудач -  $An_{89,5} - An_{100}$  (14 анализов), однако, если отбросить два крайних экстремальных (и, может быть, ошибочных) результата, вариации составов сразу сужаются -  $An_{90,4} - An_{95,7}$  (см. табл. 4 и 5). Средние составы плагиоклазов разных вулканов также весьма близки: Кихпиньч -  $An_{93,2}$  (9 анализов), Ксудач -  $An_{93,4}$  (14 анализов) или  $An_{93,1}$  (12 анализов), Менделеева -  $An_{93,4}$  (5 анализов), Алаид -  $An_{92,6}$  (12 анализов), Авача -  $An_{92,0}$  (2 анализа), Мутновский -  $An_{91,9}$  (5 анализов), Ветровой -  $An_{94,5}$  (3 анализа).

Таблица 3

Химический состав базальтов из пор и корок во включениях, вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	53506	1907/3	1907/6	K-68A	5667/3	5350	Щ-845г	Щ-846в	K-66	5906
SiO <sub>2</sub>	51,81	49,30	49,32	50,40	49,36	51,90	51,80	51,58	51,44	52,20
TiO <sub>2</sub>	0,95	0,97	1,05	0,84	1,10	0,84	0,84	0,84	1,08	0,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,29	19,43	18,03	17,44	17,73	19,54	17,16	16,98	17,65	18,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,31	10,55	5,46	4,26	7,09	2,01	2,78	3,57	4,21	6,07
FeO	9,36	-	6,85	7,44	3,74	7,07	7,79	7,08	5,53	4,20
MnO	Не опр.	Не опр.	0,14	0,13	0,2	0,22	0,17	0,14	0,19	0,20
MgO	5,28	5,38	5,61	4,98	5,83	4,29	6,33	6,44	4,80	6,56
CaO	9,83	11,83	10,72	10,19	10,42	10,22	8,66	9,04	7,84	7,67
Na <sub>2</sub> O	2,20	2,10	2,18	2,80	2,62	2,58	2,65	2,65	2,70	2,19
K <sub>2</sub> O	0,67	0,12	0,12	0,35	0,68	0,48	0,36	0,26	0,58	0,42
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,23	0,02	Не обн.	0,36	0,10	0,76	0,68	0,34	0,50
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,46		0,72	0,59	0,66	0,50	-	Нет	-	1,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,13	0,23	-	0,70	0,23	-	-	0,24	Не опр.
—	99,47	100,04	100,45	99,35	100,50	99,52	99,30	99,26	99,37	99,50

Примечание. 1-5 - базальты из пор во включениях: 1 - вулкан Кихпиньг, 2-4 - вулкан Ксудач, 5 - вулкан Мутновский; 6-10 - базальты из корок на включениях: 6-8 - вулкан Кихпиньг, 9 - вулкан Камбальный, 10 - кальдера Тао-Русыр.

Аналиты 1-3 и 5 выполнены в химической лаборатории ИВ ДВНЦ АН СССР, аналитики Т.В. Долгова, Г.Ф. Некрасова и Н.Р. Гусакова; анализы 6-9 - в ДВГИ ДВНЦ АН СССР, аналитики С.П. Баталова, Ю.С. Чудакова и Л.А. Авдевнина; анализ 4 выполнен в ИГЕМ АН СССР, аналитик Р.Л. Телешова.

Таблица 4

Составы плагиоклазов включений, вес.%

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	1202г	Кун-1	Н	К-67	198/2	К	К-68-Д	Ш-797	Ш-797/4	Ш-7976	1907/1
Химический состав, вес. %						Химический состав, вес. %					
SiO <sub>2</sub>	44,49	-	43,80	45,20	-	43,22	42,98	43,94	44,66	44,59	43,78
TiO <sub>2</sub>	0,02	-	0,04	0,10	-	-	-	0,04	0,00	Сл.	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,92	-	34,64	34,00	-	35,57	35,46	35,30	34,78	34,90	35,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	-	0,98	0,30	-	0,47	0,39	0,41	0,45	0,31	0,47
FeO	-	-	0,17	-	-	0,12	0,71	0,14	0,19	0,21	0,23
MnO	0,01	-	-	-	-	-	0,02	Сл.	Сл.	0,00	0,00
MgO	0,00	-	0,09	0,96	-	-	-	0,11	0,00	0,21	0,38
CaO	18,64	18,7	19,08	18,09	18,7	19,68	19,11	18,90	18,47	18,72	19,47
Na <sub>2</sub> O	0,67	0,48	1,19	0,80	0,82	1,08	0,80	0,68	0,68	0,67	0,50
K <sub>2</sub> O	0,04	0,05	-	0,07	0,06	0,09	Сл.	0,05	0,06	0,05	Сл.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,11	-	-	0,49	-	0,09	0,00	-	-	-	0,14
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	-	0,16	0,06	-	-	-	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	-	-	-	-	0,04	0,14	-	-	-	0,02
Σ	100,0	-	99,99	100,43	-	100,52	99,73	99,88	99,29	99,66	100,56
Количество ионов в пересчете на 32(0)						Количество ионов в пересчете на 32(0)					
Si	8,217		8,163	8,380		7,941	8,046	8,170	8,312	8,275	8,096
Al	7,820		7,609	7,430		7,698	7,824	7,756	7,629	7,634	7,748
Fe <sup>3+</sup>	0,067		0,137	0,042		0,066	0,055	0,057	0,063	0,043	0,065
Ti	0,003		0,006	0,014		-	-	0,006	-	-	-
Mg	-		0,025	0,265		-	-	0,030	-	0,058	0,105
Fe <sup>2+</sup>	-		0,026	-		0,015	0,111	0,022	0,030	0,033	0,035
Na	0,240		0,430	0,287		0,386	0,290	0,245	0,245	0,241	0,179
Ca	3,689		3,810	3,593		3,870	3,833	3,765	3,683	3,722	3,858
K	0,009		-	0,016		0,020	-	0,012	0,014	0,012	-
Z	16,11		15,91	15,87		15,71	15,92	15,99	16,00	15,95	15,91
X	3,94		4,29	4,16		4,29	4,23	4,07	3,97	4,07	4,18
Ab	6,3	4,6	10,0	6,9	7,2	9,0	6,8	6,0	6,2	5,9	4,2
An	93,5	95,1	90,0	92,7	92,5	90,5	93,2	93,7	93,5	93,8	95,7
Or	0,2	0,3	-	0,4	0,3	0,5	-	0,3	0,3	0,3	-

Таблица 4 (продолжение)

Компоненты	12	13	14	15	16		17	18	19	20	21	22
	1907/2	1907/3	1907/4	1907/5	1907/6	Kc-68	П-1907/5	Kc-2	5667/11	5667	5675	
Химический состав, вес. %						Химический состав, вес. %						
SiO <sub>2</sub>	43,08	45,00	43,96	43,90	42,95	-	-	-	43,82	-	-	-
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36,69	34,32	35,11	35,82	35,30	-	-	-	35,89	-	-	-
Fe <sub>2</sub> C <sub>3</sub>	0,03	0,62	0,72	0,15	0,26	-	-	-	0,44	-	-	-
FeO	0,32	0,26	0,20	0,26	0,57	-	-	-	0,11	-	-	-
MnO	0,00	0,01	0,00	Не опр.	Не опр.	-	-	-	0,00	-	-	-
MgO	0,00	0,25	0,43	0,04	0,46	-	-	-	0,00	-	-	-
CaO	18,89	18,15	18,86	19,42	18,58	18,7	18,7	18,5	18,81	19,5	17,6	
Na <sub>2</sub> O	1,13	1,10	0,70	0,00	0,76	0,74	0,74	0,98	0,70	0,74	0,92	
K <sub>2</sub> O	0,16	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,04	0,05	0,06	0,48	0,05	0,07	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,12	0,08	-	-	-	-	-	0,10	-	-	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,13	-	0,02	0,33	0,98	-	-	-	0,07	-	-	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,02	0,02	0,07	0,40	-	-	-	0,24	-	-	
Σ	100,65	99,85	100,10	99,90	100,26	-	-	-	100,66	-	-	
Количество ионов в пересчете на 32(0)						Количество ионов в пересчете на 32(0)						
Si	7,980	8,349	8,155	8,152	8,065					8,114		
Al	8,010	7,50	7,676	7,839	7,813					7,833		
Fe <sup>3+</sup>	0,004	0,087	0,100	0,021	0,037					9,061		
Ti	-	-	-	-	-					-		
Mg	-	0,069	0,119	0,011	0,129					-		
Fe <sup>2+</sup>	0,050	0,040	0,031	0,040	0,089					0,017		
Na	0,406	0,396	0,252	-	0,277					0,251		
Ca	3,749	3,608	3,748	3,864	3,783					3,732		
K	0,038	-	-	-	-					0,113		
Z	15,99	15,94	15,93	16,01	15,91					16,01		
X	4,24	1,11	4,15	3,91	4,28					4,11		
Ab	9,6	9,6	6,1	-	6,5	6,7	6,7	8,8	6,1	6,4	8,7	
An	89,5	90,4	93,9	100,0	93,5	93,0	93,0	90,9	91,2	93,3	91,0	
Or	0,9	-	-	-	-	0,3	0,3	0,3	2,7	0,3	0,3	

Таблица 4 (окончание)

Компоненты	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
	Ш-801д	165-1	Ш-846д	Ш-846е	Ш-846з	5350-Б	5350-Е	5350-П	5350-Пл	5350-А	5350-В
Химический состав, вес. %						Химический состав, вес. %					
SiO <sub>2</sub>	44,52	-	44,10	43,00	43,58	42,62	44,05	-	-	-	-
TiO <sub>2</sub>	-	-	Сл.	0,0	0,0	0,05	0,04	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,51	-	35,06	35,76	35,25	35,52	36,02	-	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	-	0,41	0,67	0,54	0,19	0,90	-	-	-	-
FeO	0,64	-	0,31	0,31	0,34	0,63	-	-	-	-	-
MnO	0,00	-	0,00	0,0	0,00	0,00	-	-	-	-	-
MgO	0,20	-	0,39	0,40	0,37	0,16	0,38	-	-	-	-
CaO	18,33	18,3	18,50	18,41	18,50	19,40	17,82	19,6	19,3	18,3	18,4
Na <sub>2</sub> O	0,91	0,74	0,81	0,76	0,88	0,64	0,72	0,85	0,82	0,48	0,69
K <sub>2</sub> O	0,06	0,06	0,03	0,01	0,03	0,12	0,03	0,07	0,04	0,05	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,23	-	0,10	0,20	-	0,14	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	-	0,12	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	0,46	-	-	-	-	-
Σ	100,34	-	99,71	99,54	99,49	100,07	99,96	-	-	-	-
Количество ионов в пересчете на 32(0)						Количество ионов в пересчете на 32(0)					
Si	8,287	8,2	8,200	8,032	8,127	8,001	7,992	-	-	-	-
Al	7,571	-	7,683	7,873	7,748	7,855	7,622	-	-	-	-
Fe <sup>3+</sup>	0,062	-	0,057	0,094	0,076	0,027	0,120	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	0,007	0,006	-	-	-	-
Mg	0,055	-	0,108	0,111	0,103	0,045	0,102	-	-	-	-
Fe <sup>2+</sup>	0,100	-	0,048	0,048	0,053	0,099	-	-	-	-	-
Na	0,328	-	0,292	0,275	0,318	0,233	0,251	-	-	-	-
Ca	3,656	-	3,685	3,685	3,696	3,900	3,425	-	-	-	-
K	0,014	-	0,017	0,007	0,007	0,029	0,007	-	-	-	-
Z	15,92	-	15,94	16,00	15,95	15,98	15,67	-	-	-	-
X	4,15	-	4,14	4,13	4,18	4,31	3,79	-	-	-	-
Ab	7,9	6,8	7,0	6,6	7,6	5,4	6,6	7,4	7,0	4,7	6,3
An	91,8	92,9	92,8	93,2	92,2	93,9	93,1	92,4	92,7	95,0	93,4
Or	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,7	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3

Примечание к табл. 4.

1,2 - вулкан Менделеева; 3 - кальдера Немо; 4 - вулкан Камбальский; 5 - вулкан Ильинский; 6-19 - кальдера Ксудач; 20-22 - вулкан Мутновский; 23 - вулкан Авачинский; 24 - вулкан Малый Семячик; 25-33 - вулкан Кихпиньч. Анализы 1-[20]; 3 и 6 - [5]: 4, 8-10, 23, 25-27 - из коллекции С.А. Щеки; 11-16 и 18 - из коллекции Ю.М. Дубика; 7 - из коллекции В.А. Ермакова; 5 и 24 - из коллекции О.Б. Селянгина; 2,17, 19-22, 28-33 - из коллекции О.Н. Вольшца. Содержание  $Ab$ ,  $An$ ,  $r$  - в мол. %. Анализы образцов с индексом "Щ" (из коллекции С.А. Щеки) выполнены в лаборатории физико-химических методов ДВГИ ДВНЦ АН СССР, аналитики Ж.А. Щека, Ю.С. Чудакова, В.С. Лозинская и З.С. Натарова; частные анализы - методом атомной абсорбции в Институте геохимии СО АН СССР, аналитик В.М. Новиков; остальные анализы (за исключением ранее опубликованных) - в химической лаборатории ИВ ДВНЦ АН СССР, аналитики Т.В. Долгова и Г.Ф. Князева. См. примечание к табл. 1.

Таблица 5

Составы мегакристаллов плагиоклаза в лавах и туфах

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	5790/3	5790/3A	-	-	ПВ-1	ПВ-3	5842/38

Химический состав, вес. %

SiO <sub>2</sub>	43,62	-	43,44	43,48	-	-	-
TiO <sub>2</sub>	0,00	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,89	-	35,68	35,78	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	-	1,11	1,04	-	-	0,79
FeO	0,54	-	-	-	-	-	-
MnO	0,01	-	0,19	0,37	-	-	0,006
MgO	0,00	-	-	-	-	-	0,10
CaO	19,36	18,5	19,84	19,55	19,4	18,6	18,0
Na <sub>2</sub> O	0,87	0,79	0,20	0,53	0,61	0,54	1,20
K <sub>2</sub> O	0,00	0,06	0,06	0,08	0,05	0,05	0,1
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,08	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-
$\Sigma$	99,79	-	100,52	100,83	-	-	-

Количество ионов в пересчете на 32(0)

Si	8,149	-	8,043	8,035
Al	7,662	-	7,786	7,992
Fe <sup>3+</sup>	0,090	-	0,155	0,145
Mn	0,001	-	0,030	0,058
Fe <sup>2+</sup>	0,084	-	-	-
Na	0,315	-	0,072	0,290
Ca	3,878	-	3,936	3,871
K	-	-	0,014	0,019

Состав плагиоклазов включений и мегакристаллов в лавах и туфах в целом близок к валовому составу вкрапленников этого минерала в низкокалиевых базальтах, где он лишь не намного более натровый. Рассчитанный по результатам 19 анализов мономинеральных проб плагиоклаза, выполненных методом атомной абсорбции, средний состав вкрапленников плагиоклаза из низкокалиевых базальтов Камчатки и Курил отвечает  $An_{87,8}$  при вариациях от  $An_{81,7}$  до  $An_{96,8}$ . Несколько более натровый состав вкрапленников в базальтах по сравнению с включениями обусловлен наличием в лавах, наряду с генерацией анортитового плагиоклаза, более поздних и более натровых дополнительных генераций.

Ходство плагиоклазов включений и вкрапленников в низкокалиевых базальтах подчеркивается также их рентгеновской характеристикой (табл. 6).

Оптические свойства плагиоклазов включений приведены в табл. 7 (показатели преломления) и 8 (координаты индикаторы). Следует заметить, что полученные на столике Федорова координаты индикаторы заметно отклоня-

8	9	10	11	12	13	14	15
5842/39	Ж-0-1	5831	ДГ-1	5692	5692-А	АВ-11	164-А
Химический состав, вес. %							
-4,00	-	-	--	44,02	-	-	-
0,00	-	-	-	0,00	-	-	-
35,08	-	-	-	35,78	-	-	-
0,91	0,72	0,60	0,67	0,80	-	-	-
0,17	-	-	-	0,17	-	-	-
0,00	0,008	0,008	0,010	0,00	-	-	-
0,25	0,41	0,0	-	0,00	-	-	-
18,32	17,7	16,0	16,6	18,29	18,1	19,1	17,9
0,34	1,50	1,35	1,77	0,78	0,93	1,09	1,09
0,12	0,20	0,13	0,24	Сл.	0,05	0,11	0,11
0,20	-	-	-	0,30	-	-	-
0,02	-	-	-	0,17	-	-	-
Сл.	-	-	-	0,05	-	-	-
99,66	-	-	-	100,36	-	-	-
Количество искнов в пересчете на 32(0)							
8,195				8,156			
7,691				7,814			
0,128				0,111			
(0,069 Mg)				-			
0,027				0,026			
0,230				0,280			
3,656				3,631			
0,029				-			

Таблица 5 (окончание)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
	5790/3	5790/3А	-	-	ПВ-1	ПВ-3	5842/38
Z	15,90	-	15,98	16,17			
X	4,28	-	4,05	4,13			
Ab	7,3	7,3	1,6	4,9	5,4	5,1	11,5
An	92,7	92,4	98,2	94,6	94,3	94,6	88,0
Or	-	0,3	0,2	0,5	0,3	0,3	0,5

Примечание. 1, 2 - мегакристаллы в базальте, вулкан Алаид, о-в Атласова; 3-6 - о-в Парамушир; 3 - крупный кристалл в андезито-базальте, вулкан Ветровой, 4 - кристаллы-лапиллы в базальтовом туфе, 5,6 - крупные кристаллы в андезито-базальте; 7,8 - вулкан Ильинский, мегакристаллы в базальтовой бомбе; 9 - вулкан Желтовский, мегакристаллы в базальтовой бомбе.

Таблица 6

Состав и рентгеновская характеристика плагиоклазов из включений и низкокалиевых базальтов

Образец	Порода	Анортит в плагиоклазе по оптическим и химическим данным, %	Анортит в плагиоклазе по рентгеновским данным, %	$d(131)-(1\bar{3}1)$

#### Вулкан Ксудач

K-68/пл	Оливин-пироксеновое включение	93,0(хим.)	95	2,30
Ш-7976/2	То же	93,8(хим.)	90	2,35

#### Вулкан Малый Семячик

C-132/1	Низкокалиевый базальт	85-90(опт.)	95	2,30
C-132	То же	90(опт.)	90	2,30
C-131	"	85-89(опт.)	90	2,28

Примечание. Рентгеновская характеристика образцов получена в рентгено-структурной лаборатории ЛГУ И.Е.Каменцевым на дифрактометре "Дрон- I". Съемка велась при  $\text{Cu}$  - излучении со скоростью  $0,5^{\circ}/\text{мин}$  в диапазоне углов  $2\theta$  от  $29$  до  $32^{\circ}$ .

ются от аналитических кривых В.В. Никитина для плагиоклаза, а на диаграммах для оценки оптической упорядоченности, предложенных Ю.В. Ванде-Кирковым [24], попадают в область разупорядоченных структур анортита. Тем не менее частоты поглощения на ИК-спектре, характеризующие деформационные колебания  $\text{Al}-\text{Si}$  тетраэдра ( $540-620 \text{ см}^{-1}$ ), указывают на упорядоченную структуру, если пользоваться данными С.Хафнер и Ф.Левес [25].

Как правило, плагиоклазы включений не зональны, лишь иногда на границе со стеклом образуется очень тонкая кайма заметно более натрового плагиоклаза  $An_{50-80}$ . Значительно чаще такие каймы наблюдаются по границам

8	9	10	11	12	13	14	15
5842/39	Ж-0-1	5831	ДГ-1	5692	5692-А	АВ-11	164-А
16,01				16,18			
4,01				3,94			
5,7	13,0	13,3	15,8	7,1	8,7	7,6	10,0
93,6	85,9	85,8	82,9	92,9	91,0	92,1	89,4
0,7	1,1	0,9	1,4	-	0,3	0,3	0,6

б; 10,11 – вулкан Дикий Гребень, крупные кристаллы в липарито-даците; 12,13 – кристаллы-лапилли в базальтовом туфе, вулкан Мутновский; 14 – мегакристалл в андезитовой пемзе, вулкан Авачинский; 15 – крупные кристаллы в андезите, вулкан Малый Семячик. Содержание  $A_b$ ,  $A_n$ ,  $O_f$  в мол. %. Анализы: 3–4-[23]; 15 – из коллекции О.Б. Селянгина; 9 – из коллекции Ю.М. Дубика; остальные – из коллекции О.Н. Волынца.

вкрапленников плагиоклаза в лавах. Граница между ядром и внешней зоной может быть резкой, коррозионной, а сама кайма (в случае вкрапленников в лавах) состоять из нескольких зон. Очень редко зональность наблюдается и в ядрах, однако при этом состав зон отличается весьма слабо.

Двойникование обычно, причем большинство двойников по альбит-карлсбадской триаде. Нередко по плоскостям, параллельным (110), (110) и некоторым другим, развиваются трещиноватость и вторичные полисинтетические двойники. Возникновение их связано, по-видимому, с воздействием тектонических напряжений, которые испытывали кристаллы анортита. Этим же, вероятно, обусловлено пятнистое мозаичное и волнистое погасание, весьма характерное как для аортитов включениях, так и для аортитов из лав и туфов.

Форма кристаллов аортита во включениях может быть как идиоморфной, таблитчатой, так и округлой или угловатой. Особенно хороша огранка кристаллов, нарастающих на внутренние полости миароловых пустоток. Аортиты в лавах и туфах чаще встречаются в виде идиоморфных кристаллов, однако нередки зерна обломочного облика и зерна с неправильными ограничениями, корродированные основной массой.

Кристаллы аортита в основном чистые, без следов разложения и поздней деанортитизации. По плоскостям наложенной трещиноватости, а иногда и без видимой связи с ними в плагиоклазах нередко наблюдаются многочисленные мельчайшие "расплавные" включения, состоящие из стекла с газовыми пузырьками. Несколько более крупные стекловатые включения отмечены в ряде случаев на границах аортитовых ядер и внешних кайм кристаллов, когда такие границы имеют коррозионный облик. Кристаллы аортита нередко содержат также округлые включения оливина, а иногда и пироксена. В крупных кристаллах аортита из поликристаллических включений, подвергшихся термальному метаморфизму, появляются многочисленные мельчайшие вростки пироксена, ориентированные вдоль серии параллельных плоскостей. Последние совпадают либо с плоскостями главных спайностей кристаллов плагиоклаза, либо с плоскостями, параллельно которым в плагиоклазах развиваются вторичные двойники.

Температуры кристаллизации аортитов из включений вулканов Малый Семячик и Ильинский были определены О.Б. Селянгиным [26] методом гомогенизации расплавных включений. Они оказались весьма высокими: 1430–1340°C для включений с Малого Семячика и 1400–1390°C для включений

Таблица 7

Оптические свойства минералов включений

Образец	Плагиоклаз			Оливин			Клинопироксэн			
	Ng	Np	(-) $2V^{\circ}$	Ng	Np	(-) $2V^{\circ}$	Ng	Np	(+) $2V^{\circ}$	c/Ng
1202a	1,587	1,571	78	1,727	1,688	6	-			
5950/5	-	-	-	-	1,683	-	1,714	1,688	59	36
5960/4	-	-	-	-	1,687	87	-	-	-	-
K-67	1,581	1,570	80	1,725	1,685	85	1,714	1,686	52	40
5667/11	1,587	1,575	-	-	-	-	-	-	-	-
Щ-797	-	1,572	-	1,707	1,666	86	1,718	1,692	55	40
Щ-797/4	-	-	-	1,710	1,673	88	1,720	1,694	54	42
Щ-797б	-	-	-	1,705	1,666	-	-	-	-	-
Щ-801д	-	1,570	80	-	-	-	-	-	-	-
Щ-846д	1,582	1,571	81	1,718	1,680	81	1,724	1,692	57	38
Щ-846е	1,582	1,571	80	1,716	1,678	81	1,724	1,692	58	46
Щ-846е	1,582	1,571	80	-	-	-	1,724	1,692	57	46
5350-Б	1,585	1,575	-	1,724	-	-	-	-	-	-
5350-Е	1,585	1,575	-	-	-	-	-	-	-	-
5350	1,581	1,570	76-80	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 8

Оптические свойства и состав плагиоклаза включений (обр. 5350, вулкан Кихпинич)

№ заме-ра	Кристаллографи-ческий элемент	Координаты индикат-рисы			-2V°	Ng	Np	Состав плагиоклаза, % An		Особенности
		pNg	pNm	pNr				по кривым В.В.Ники-тина	по Ю.В.Ван-де-Киркову, [ 24 ]	
1	⊥ (010)	50	60	57	80	1,581	1,570	93	97(15)	Крупный чистый кристалл
	⊥ (001)	39	73	56				95		
	⊥ [100]	82	36	54				95		
2	⊥ (010)	52	56	54	76	1,581	1,570	94	97(0)	Мелкий кристалл в контакте со стеклом
	⊥ (110)	49	66	51				95		
	⊥ (110)	90	3	88						
	⊥ [001]	48	86	42				97		
3	⊥ (010)	54	62	50		1,584	1,573	100	100(20)	Оторочка вокруг магнетита
	⊥ (001)	32	77	62						
	[100]	86	32	58				100		

Примечание. В скобках – значение оптической упорядоченности.

Таблица 9

Содержание элементов-примесей в плагиоклазах,  $n \cdot 10^{-4}\%$ 

Образец	% An	K	Rb	Ba	Sr	K/Rb	Ca/Sr
5350-п	92,4	600	0,5	26	450	1200	311
5350-пл	92,7	300	0,2	<20	465	1500	297
5350-А	95,0	400	0,2	<20	450	2000	289
5350-В	93,4	400	0,3	<20	445	1330	294
К-68	93,0	300	0,2	<20	485	1500	275
П-1907/5	93,0	400	0,2	<20	510	2000	260
Kc-2	90,9	500	0,5	<20	500	1000	264
165-1	92,9	500	0,4	-	570	1250	228
198/2	92,5	500	0,4	<20	450	1250	295
5667	93,4	400	0,3	<20	720	1330	193
5675	91,0	600	0,4	22	635	1500	197
КУН-1	95,1	400	0,2	<20	315	2000	422
5790/3А	92,4	500	0,5	26	995	1000	133
ПВ-1	94,3	400	0,4	<20	825	1000	167
ПВ-3	94,6	400	0,3	<20	945	1330	141
5692-А	91,0	400	0,4	<20	720	1000	179
АВ-11	92,1	400	0,2	<20	655	2000	208
164-А	89,4	800	0,6	<20	645	1500	197
5842/38	88,0	700	0,4	-	537	1660	239
Ж-0-1	85,9	1600	1,2	-	540	1380	234
5831	85,8	1100	0,8	-	695	1400	165
ДГ-1	82,8	2000	1,2	-	696	1670	176
Среднее по аортитам (17)	92,9	430	0,3	<20	600	1430	240
Среднее по битовнитам (5)	86,4	1260	0,8	-	625	1570	200
Общее среднее по $Pl$ включений (22)	91,4	620	0,4	<20	605	1540	230
Среднее по $Pl$ низкокалиевых базальтов Камчатки и Курил	87,8 (19)	1100 (17)	0,9 (17)	-	530 (14)	1220	240

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР, содержания K и Rb определены методом пламенной фотометрии, содержания Ba и Sr - спектральным методом. См. примечания к табл. 4 и 5.

Таблица 10

Содержание элементов-примесей в плагиоклазах,  $n \cdot 10^{-4}\%$ 

Образец	% An	K	Ba	Sr	Ca/Sr	Ba/Sr	K/Ba
Щ-846е	93,2	250	38	670	196	0,057	6,58
Щ-846з	92,2	250	38	650	203	0,058	6,58
Щ-801е	91,8	500	59	740	177	0,080	8,62
Щ-797/4в	93,5	500	34	710	186	0,048	14,70
Щ-797/б-1	93,8	400	46	810	165	0,057	8,70
К-67	92,7	580	50	850	152	0,059	11,6
5960/1	93,6	160	45	830	157	0,054	9,56
5960/2	93,2	1000	74	520	252	0,142	13,50
Среднее	93,0	460	48	720	186	0,067	9,4

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов ДВГИ ДВНЦ АН СССР, Ba и Sr определены спектральным методом, K - методом фотометрии пламени. Аналитики Т.В. Лапкова, Ж.А. Щека. См. примечания к табл. 4 и 5.

Таблица 11

Содержание Sr ( $\text{в } n \cdot 10^{-4}$ ) и величина Ca/Sr отношений в плагиоклазах вклюений базальтах и вкрапленниках плагиоклаза из базальтов ряда вулканов

Вулкан	$n$	Плагиоклазы вклюений			
		Sr		Ca/Sr	
		$\bar{C}$	$C_{\min} - C_{\max}$	$\bar{C}$	$C_{\min} - C_{\max}$
Кихпинич	4	450	445-465	300	290-310
Ксудач	3	400	485-510	265	260-275
Ильинский, Жель- товский	3	510	450-540	255	235-295
Малый Семя- чик	2	610	570-645	210	200-230
Авачинский	1	645	-	200	-
Мутновский	3	690	635-720	190	180-200
Ветровой	2	885	825-945	155	140-170
Алаид	1	995	-	135	-

Примечание.  $n$  — число анализов;  $\bar{C}$  — среднее значение величин;  $C_{\min} - C_{\max}$  — интервал значений от минимального до максимального.

Таблица 11 (окончание)

Вулкан	$n$	Плагиоклазы базальтов				Валовые составы базальтов			
		Sr		Ca/Sr					
		$\bar{C}$	$C_{\min} - C_{\max}$	$\bar{C}$	$C_{\min} - C_{\max}$				
Кихпинич	-	-	-	-	-	275	240		
Ксудач	2	450	445-455	290	280-300	-	-		
Ильинский, Жель- товский	2	490	455-525	280	260-300	310	230		
Малый Семя- чик	7	570	475-625	225	185-265	360	215		
Авачинский	-	-	-	-	-	-	-		
Мутновский	1	715	-	190	-	425	180		
Ветровой	-	-	-	-	-	425	-		
Алаид	3	1095	1040-1160	110	100-120	635	115		

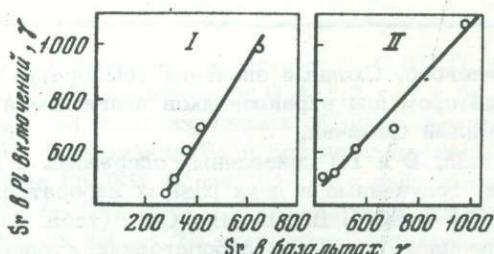
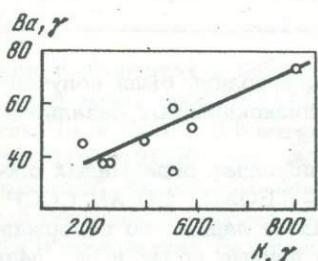


Рис. 5. Корреляция К—Ва в плагиоклазах вклюений

Рис. 6. Соотношение содержаний Sr в плагиоклазах вклюений с содержанием Sr в базальтах (I) и во вкрапленниках плагиоклаза в базальтах (II)

Таблица 12

## Составы оливинов включений

Компоненты	1	2	3	4	5	6
	1202 <sup>a</sup>	Кун-1	4960/5	5948/11	5913/6	К-67
Химический состав, вес. %						
SiO <sub>2</sub>	35,02	-	38,18	38,12	38,91	38,01
TiO <sub>2</sub>	0,05	-	0,02	0,03	0,06	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37	-	-	-	-	0,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>26,93</u>	<u>24,51</u>	0,66	0,12	0,72	1,03
FeO	-	-	20,05	24,93	20,97	22,84
MnO	0,32	0,30	0,30	0,37	0,35	0,43
MgO	37,13	39,3	38,53	34,94	37,29	35,80
CaO	0,00	0,38	Сл.	0,06	0,12	0,42
Na <sub>2</sub> O	0,02	-	-	-	0,09	0,20
K <sub>2</sub> O	0,00	-	-	-	0,07	0,09
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,00	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	-	0,32	0,32	0,31	-
Σ	100,0					99,38
Количество ионов в пересчете на 4(0)						
Si	0,941					1,006
Al	0,012					0,014
Ti	0,001					0,002
Fe <sup>3+</sup>	0,547					0,021
Mg	1,486					1,409
Fe <sup>2+</sup>	-					0,502
Mn	0,007					0,010
Ca	-					0,011
Na	-					0,009
K	-					0,003
f <sub>общ.</sub>	26,9	24,1	23,1	28,8	24,5	27,1

с Ильинского. Сходные значения температур гомогенизации были получены этим автором для вкраплеников плагиоклаза из низкокалиевых базальтов вулкана Малый Семячик.

В табл. 9 и 10 приведены содержания в плагиоклазах ряда малых элементов, полученные в двух разных лабораториях — ГЕОХИ СО АН СССР (табл. 9) и ДВГИ ДВНЦ АН СССР (табл. 10). Если данные по содержанию K, полученные в разных лабораториях, сходны, то данные по Ba и Sr различаются заметно.

Как следует из табл. 4 и 5, содержание K в подавляющем большинстве анализированных аортитов лежит в пределах 0,03–0,06% (в одном случае оно опускается до 0,01% и в одном — поднимается до 0,1%; см. табл. 10).

7	8	9	10	11	12	13
198/2		Щ-797	Щ-797/4	Щ-797б	1907-1	1907-2
Химический состав, вес. %						
-	38,22	38,60	39,05	38,35	38,20	39,00
-	0,30	Сл.	Сл.	-	0,32	0,36
-	0,46	0,30	0,30	0,20	0,11	0,40
<u>21,6</u>	2,50	0,38	0,76	2,90	2,88	6,17
-	18,20	18,35	18,91	17,49	17,76	11,06
0,26	0,30	0,29	0,32	0,35	0,32	0,34
41,1	39,63	41,1	39,87	39,69	39,38	41,37
0,38	0,50	0,37	-	0,35	0,56	0,56
-	0,40	0,12	0,22	0,29	0,05	0,05
-	0,09	0,07	0,13	0,06	0,09	0,09
-	0,06	0,21	-	-	0,20	0,18
-	0,06	-	-	-	0,00	0,00
-	0,06	-	-	-	0,23	0,22
100,78	99,79	99,56	99,66	100,11	99,80	
Количество ионов в пересчете на 4 (O)						
	0,892	0,977	1,008	0,990	0,987	0,987
	0,014	0,009	0,009	0,006	0,003	0,012
	0,006	-	-	-	0,006	0,007
	0,049	0,008	0,014	0,056	0,056	0,561
	1,517	1,570	1,535	1,526	0,517	1,561
	0,390	0,396	0,408	0,376	0,384	0,234
	0,006	0,006	0,006	0,008	0,007	0,007
	0,014	0,009	-	0,010	0,015	0,015
	0,018	0,005	0,011	0,015	0,002	0,002
	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003
20,9	22,5	20,5	21,6	22,1	21,2	21,8

В битовнит-аортитах и битовнитах эта величина возрастает до 0,07–0,20%. Аналогично ведет себя Rb: 0,2–0,5 г/т в аортитах и 0,4–1,2 г/т в битовнитах. Величины K/Rb – отношений во всех изученных образцах лежат в пределах 1000–2000 (см. табл. 9). Содержание Ba в большинстве анализированных проб, по данным лаборатории ГЕОХИ, более 20 г/т и лишь в отдельных образцах достигает 22–26 г/т (см. табл. 9). В анализах лаборатории ДВГИ содержания Ba колеблются от 34 до 74 г/т, причем обнаруживается отчетливая зависимость между содержаниями Ba и K (рис. 5), что указывает на достоверность результатов по Ba.

Концентрация Sr в плагиоклазах изменяется от 315 до 995 г/т, по анализам ГЕОХИ, и от 520 до 850 г/т, то анализам ДВГИ. В распределении Sr

Таблица 12 (окончание)

Компоненты	14	15	16	17	18	19
	1907-4	0-1907-5	1907/5-0	1907/6-0	Щ-846д	Щ-846в
Химический состав, вес. %						
SiO <sub>2</sub>	38,74	-	-	-	38,50	38,46
TiO <sub>2</sub>	0,12	-	-	-	Сл.	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	-	-	-	0,77	0,71
.Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	20,2	24,2	24,5	0,63	0,60
FeO	19,45	-	-	-	19,11	19,09
MnO	0,36	0,26	0,31	0,32	0,39	0,40
MgO	39,60	43,9	36,8	39,3	39,51	39,49
CaO	0,55	0,34	0,97	0,92	0,18	0,17
Na <sub>2</sub> O	Сл.	-	-	-	0,23	0,23
K <sub>2</sub> O	Сл.	-	-	-	0,08	0,07
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,12	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,00	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	-	-	-	-	-
Σ	99,70	-	-	-	99,76	99,12
Количество ионов в пересчете на 4(0)						
Si	1,000				0,992	0,992
Al	0,013				0,023	0,022
Ti	0,002				-	-
Fe <sup>3+</sup>	0,005				0,012	0,012
Mg	1,524				1,530	1,532
Fe <sup>2+</sup>	0,420				0,411	0,412
Mn	0,008				0,009	0,009
Ca	0,015				0,006	0,005
Na	-				0,011	0,011
K	-				0,003	0,002
f <sub>общ</sub>	22,1	18,8	25,0	24,1	21,7	21,7

Примечание. 1-3 - вулкан Менделеева; 4 - кальдера Головнина; 5 - кальдера Тао-Русыр; 6 - вулкан Камбальный; 7 - вулкан Ильинский; 8-17 и 25 - кальдера Ксудач; 18-24 - вулкан Кихниныч.

обнаруживаются заметные региональные колебания (табл. 11). При этом наблюдается отчетливая корреляция между содержаниями Sr, равно как и величинами Ca/Sr - отношений в плагиоклазах включений и в валовых составах базальтов соответствующих вулканов (рис. 6, табл. 11). Аналогичная зависимость отмечена между указанными величинами для плагиоклазов включений и вкрапленников плагиоклаза базальтов (см. рис. 6).

Оливин. Зерна оливина во включениях редко имеют хорошие кристаллографические очертания и обычно образуют округлые каплевидные или эллиптические выделения, близкие по степени идиоморфизма к зернам плагиоклаза.

20	21	22	23	24	25
Щ-845з	Щ-845е	5350-Б	5350/9	5350-Д	К-68-А

Химический состав, вес. %

38,7	38,88	37,18	-	-	38,76
Сл.	0,05	0,26	-	-	0,025
0,58	0,35	0,00	-	-	0,43
0,56	0,54	4,75	<u>22,69</u>	<u>22,9</u>	0,00
19,11	19,37	17,54	-	-	19,94
0,39	0,31	Не опр.	-	0,27	0,45
39,53	39,54	39,31	38,03	37,95	39,72
0,18	0,13	0,46	0,21	0,80	0,44
0,23	0,04	Сл.	-	-	Сл.
0,08	0,04	-	-	-	-
-	-	Не опр.	-	-	0,14
-	-	0,00	-	-	-
-	-	0,26	-	-	0,13
99,36	99,55	99,76	-	-	100,26

Количество ионов в пересчете на 4(0)

0,998	1,005	0,972	-	-	0,997
0,019	0,012	-	-	-	0,013
-	0,002	0,006	-	-	0,005
0,011	0,011	0,093	-	-	-
1,532	1,523	1,533	1,534	-	1,524
0,412	0,420	0,388	0,459	-	0,430
0,009	0,006	-	-	-	-
0,006	0,003	0,013	0,007	-	0,013
0,011	0,003	-	-	-	-
0,003	0,001	-	-	-	-
21,7	22,0	23,9	23,1	23,4	22,0

Анализы: 1 - [20]; 8 - [5]; 6, 9-11, 18-21 - из коллекции С.А.Щеки; 12-17 - из коллекции Ю.М. Дубика; 5 - из коллекции О.Б. Селянгина; 2-5, 22-24 - из коллекции О.Н. Вольнича; 25 - из коллекции В.А. Ермакова. См. примечание к табл.1.

Характерны зеленовато- и медово-желтый цвета оливина и чистота окраски. В шлифах зерна оливина обнаруживают две отчетливые системы спайности, причем одна - (010) - проявлена значительно более интенсивно, чем другая - (100). По плоскости (100) нередки двойники простые или полисинтетические с небольшим (5-6) числом двойниковых полос. Угасание оливинов обычно пятнистое, мозаичное. Все эти признаки (спайность, двойники, неоднородное угасание) указывают, по-видимому, на то, что оливины претерпели заметное тектоническое воздействие. Оптические константы некоторых оливинов приведены в табл. 7.

Таблица 13

Содержание элементов-примесей в оливинах,  $n \cdot 10^{-4}\%$ 

№	Образец	$f_{\text{общ}}$	Ni	Co	Cr	V
1	5690/1	27,4	125	220	13	11
2	5960/2	22,6	155	210	<3	17
3	5960/5	23,1	250	260	20	7
4	5948/11	28,8	50	165	12	5
5	5913/6	24,5	76	178	4	7
6	Е-67	27,1	80	260	<3	10
7	Щ-797	20,5	240	210	28	7,5
8	Щ-797/4	21,6	210	270	26	9,1
9	Щ-846д	21,7	260	210	26	15
10	Щ-846е	21,7	300	220	26	8,5
11	Щ-846з	21,7	240	210	16	9,2
12	5350	23,4	430	250	20	-
13	5350А	23,4	430	250	20	-
14	Кс-68	22,8	280	250	20	-
15	1907/5-0	25,0	230	280	20	-
16	1907/6-0	24,1	280	270	60	-
17	5845	-	340	260	40	-
18	5845/2	-	320	270	30	-
19	Кун-1	24,1	240	270	30	-
20	Среднее	23,1	228	239	24	10
21	Среднее по толеитовым базальтам Камчатки (12)	-	490	142	65/480	14
22	Среднее по габроидам (8)	-	1035	104	492	17
23	Среднее по низкокалиевым базальтам	20,9 (21)	585 (15)	245 (14)	87 (13)	-

Примечание. 1,2 – вулкан Менделеева; 17,18 – вулкан Ильинский. Остальное см. в табл. 12. Анализы 1–11 выполнены в ДВГИ ДВНИ АН СССР, аналитики

Некоторые зерна оливина содержат округлые включения основной массы или стекла с газово-жидкими пузырьками. Температура кристаллизации оливинов, определенная О.Б. Селянгиным [26] методом гомогенизаций газово-жидких включений, составляет 1430–1380°C для оливинов включений вулкана Малый Семячик и 1400–1270°C для включений Ильинского вулкана. Сходные температуры кристаллизации имеют, по данным О.Б. Селянгина, оливины вкрапленников в базальтах Малого Семячика.

Химический анализ оливинов из включений ряда камчатских и курильских вулканов приведен в табл. 12. Состав оливинов соответствует хризолиту, причем коэффициент их общей железистости ( $f_{\text{общ}}$ ) лежит в пределах 18–28,8%. Более узкие вариации железистости оливинов характерны для проб с одного вулкана: Кихпиньч – 21,7–23,9% (7 анализов), Ксудач – 18,8–25,0% (10 анализов), Менделеева – 23,1–26,9% (3 анализа). Отметим, что интервал изменения железистости оливинов из включений в базальтах одного вулкана (вулкан Кихпиньч) более узкий, чем из включений, встречающихся в разных по основности породах сильно дифференцированных вулканов (Ксудач, Менделеева).

Однако при относительно большом числе анализов видно, что средние составы оливинов и в том, и в другом случае сближаются: Кихпиньч –  $f_{\text{общ}} = 22,6$  ( $n = 8$ ), Ксудач –  $f_{\text{общ}} = 22,3$  ( $n = 13$ ), Менделеева –  $f_{\text{общ}} = 24,4$  ( $n = 6$ ). Содержание MnO колеблется в довольно узких пределах – 0,24–0,40%.

Sn	Zn	Zr	Ga	Sc	Ag	Cu	Ni/Co
2,8	110	45	2,8	-	0,13	11	0,57
3,5	62	45	16	-	0,10	10	0,75
<3	150	44	<1	4	0,10	-	0,97
<3	150	50	<1	4	0,38	-	0,30
<3	150	38	<1	5	0,11	-	0,43
3,8	130	62	3,7	-	0,18	11	0,31
3,8	46	63	<1	-	0,12	11	1,14
3,0	59	64	<1	-	1,60	11	0,78
3,5	49	81	<1	-	0,10	10	1,24
5,2	49	49	<1	-	0,25	11	1,63
3,3	51	52	<1	-	0,08	11	1,14
-	-	-	-	-	-	-	1,72
-	-	-	-	-	-	-	1,72
-	-	-	-	-	-	-	1,12
-	-	-	-	-	-	-	0,83
-	-	-	-	-	-	-	1,04
-	-	-	-	-	-	-	1,26
-	-	-	-	-	-	-	1,19
-	-	-	-	-	-	-	0,9
4	91	54		4	0,16	11	1,0
2,5	156	58	-	10	0,46	12	3,5
3,7	37	68	1	7	0,21	27	10,0
-	-	-	-	-	-	-	2,4

Э.Д. Голубева и Т.В. Сверкунова, 12-19 – методом атомной абсорбции в Институте геохимии СО АН СССР, аналитик В.М. Новиков.

Величины концентраций ряда элементов-примесей в оливинах включений приведены в табл. 13. Как следует из таблицы, оливины курильских включений несколько отличаются от камчатских пониженным содержанием Ni и Cr, повышенным Zn и более низким значением Ni/Co-отношений. Средние содержания этих элементов, рассчитанные по данным табл. 13, следующие (первая цифра Курилы, вторая – Камчатка): Ni – 150 и 300, Cr – 13 и 26, Zn – 125 и 64 г/т, величина Ni/Co-соотношения 0,7 и 1,2.

В целом же, как было показано О.Н. Волынщем с соавторами [27], оливины изученных включений по содержанию главных и малых элементов близки к оливинам из вкрашенников в низкокалиевые базальтах Камчатки и Курил и резко отличаются от оливинов из других типов базальтов и голомеланократовых ультраосновных включений. Сравнение с приведенными в табл. 13 данными по концентрациям элементов-примесей в оливинах толеитовых эфузивов и габброидов показывает, что оливины включений заметно отличаются от интрузивных, но сходны с фенокристаллами эфузивов. Однако при переходе от включений к эфузивам в оливинах вдвое увеличивается Ni/Co-отношение и возрастает содержание Cr.

**Клинопироксен.** Содержание клинопироксена во включениях с разных вулканов не одинаково. "Наименее пироксеновыми" являются включения вулканов Кихпиньч и Малый Семячик, тогда как во включениях Ильинского вулкана, кальдер Кудач, Головнина и других пироксены обильны, причем здесь нередки безоливиновые клинопироксен-анортитовые разности. Выделения клинопироксена матовые, зеленовато-черные либо блестящие, смоляно-черные, не-

Таблица 14

Составы клинопироксенов из включений

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	5960/5	5848/11	5906	К-67	5845	198/2	Ш-797	Ш-797/4	Ш-7976	1907/4	1907/5	1907/4п	1907/5п	17а	Ш-846д	Ш-846е	Ш-846з
Химический состав, вес. %																	
SiO <sub>2</sub>	51,17	50,54	50,30	49,75	50,12	-	49,54	49,63	48,12	49,34	49,37	-	-	50,46	49,50	49,30	49,70
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,48	0,47	0,60	0,69	-	0,40	0,54	0,37	0,45	0,56	-	-	0,46	0,62	0,50	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,33	3,41	4,91	5,05	4,57	5,08	6,07	4,48	4,76	4,65	4,98	5,08	6,01	4,37	4,61	4,91	5,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,70	1,91	2,39	1,97	2,08	5,83	1,73	3,66	3,58	2,78	3,25	7,75	8,82	3,46	3,58	3,90	3,80
FeO	4,96	6,41	5,41	6,01	6,01	-	4,33	4,67	4,74	4,65	5,00	-	-	4,39	4,52	4,21	4,21
MnO	0,15	0,17	0,18	0,17	0,19	0,12	0,12	0,16	0,16	0,14	0,16	0,14	0,18	-	0,21	0,22	0,23
MgO	15,54	14,73	14,99	14,62	13,62	14,6	14,09	14,90	15,00	14,88	13,97	13,7	14,2	14,54	16,56	16,45	15,95
CaO	20,92	21,81	20,41	21,03	21,55	19,7	22,62	20,79	22,48	22,14	21,23	20,2	20,5	22,51	19,37	19,46	19,40
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,20	0,27	0,40	0,54	0,42	0,27	0,42	0,32	0,35	0,52	0,45	0,65	0,42	0,51	0,50	0,41
K <sub>2</sub> O	0,05	0,08	0,05	0,07	0,24	0,20	0,05	0,08	0,06	0,10	0,09	0,18	0,17	0,12	0,08	0,06	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	-	-	0,22	-	0,40	-	-	0,10	0,44	-	-	Нет	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	Нет	-	-	-	-	0,12	0,03	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,15	0,21	-	0,04	-	-	-	-	0,06	0,20	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	0,06	-	-	0,14	0,07	-	-	-	0,08	0,07	-	0,10	0,08	0,10
Σ	99,57	99,83	99,51	99,68	100,06	-	99,76	99,59	99,76	99,76	99,80	-	-	100,65	99,66	99,59	99,60
Количество ионов в пересчете на 6 (0)																	
Si	1,890	1,856	1,865	1,847	1,865	-	1,832	1,850	1,802	1,838	1,846	-	-	1,853	1,831	1,828	1,836
Al <sup>IV</sup>	0,110	0,144	0,135	0,153	0,135	-	0,168	0,150	0,198	0,162	0,154	-	-	0,147	0,169	0,172	0,164
Al <sup>VI</sup>	0,079	0,006	0,079	0,068	0,065	-	0,092	0,045	0,011	0,042	0,065	-	-	0,042	0,031	0,042	0,060
Ti	0,011	0,013	0,013	0,018	0,019	-	0,011	0,016	0,011	0,015	0,016	-	-	0,012	0,018	0,013	0,016
Fe <sup>3+</sup>	0,047	0,054	0,068	0,054	0,058	-	0,048	0,103	0,101	0,078	0,091	-	-	0,096	0,102	0,107	0,107
Fe <sup>2+</sup>	0,150	0,200	0,152	0,186	0,187	-	0,133	0,145	0,149	0,145	0,156	-	-	0,141	0,140	0,129	0,129
Mn	0,005	0,005	0,005	0,007	0,006	-	0,002	0,004	0,005	0,004	0,005	-	-	0,007	0,007	0,007	0,007
Mg	0,859	0,818	0,829	0,810	0,766	-	0,741	0,824	0,837	0,826	0,779	-	-	0,796	0,913	0,902	0,878
Ca	0,828	0,870	0,811	0,837	0,859	-	0,859	0,829	0,902	0,884	0,850	-	-	0,886	0,797	0,773	0,767
Na	0,013	0,014	0,019	0,027	0,039	-	0,020	0,029	0,023	0,025	0,038	-	-	0,030	0,036	0,035	0,027
K	0,002	0,004	0,002	0,002	0,011	-	0,002	0,004	0,003	0,005	0,004	-	-	0,006	0,002	0,002	0,004
Cr	-	-	-	0,002	-	-	0,004	0,002	-	-	-	-	-	0,002	0,002	0,002	0,002
Fe	10,5	13,3	12,1	13,0	13,4	9,4	10,2	13,2	12,8	11,7	13,4	12,4	13,5	12,3	12,9	12,7	12,9
Mg	45,3	42,1	44,4	42,8	40,8	46,0	41,6	43,3	42,0	42,6	41,4	42,6	42,4	41,5	47,5	47,0	46,5
Ca	44,2	44,6	43,2	44,2	45,8	44,6	48,2	43,5	45,2	45,7	45,2	45,0	44,1	46,2	39,8	40,3	40,6
f <sub>общ</sub>	18,6	23,6	21,0	22,8	24,2	16,6	19,6	23,2	23,0	21,2	24,1	22,0	23,8	22,9	21,0	20,7	21,2
f <sub>ок</sub>	23,8	21,2	30,9	22,5	23,7	-	26,5	41,5	40,4	35,0	36,8	-	-	40,5	42,1	45,3	45,3

Примечание. 1 - вулкан Менделеева; 2 - кальдеры Головнина; 3 - кальдеры Тао-Русыр; 4 - вулкан Камбальный; 5,6 - вулкан Ильинский; 7-14 - кальдеры Ксудач; 15-17 - вулкан Кихпиньч. Содержание Fe, Mg, Ca - в мол. %. Образцы: 1-3 и 5 - из коллекции

О.Н. Волынца; 4,6-9 - из коллекции О.Б. Селянгина; 10-13 - из коллекции Ю.М. Дубика; 14 - [28]; 15-17 - из коллекции С.А. Щеки. См. примечание к табл. 1.

Таблица 15

Содержание элементов-примесей в клинопироксенах,  $n \cdot 10^{-4}\%$ 

№	Образец	Ni	Co	Cr	V	Sn	Zn
1	5960/1	42	79	850	500	3,2	22
2	5960/1	43	77	750	348	3,0	-
3	5960/2	110	63	1890	390	-	-
4	5960/5	38	51	910	300	4,3	-
5	5648/11	14	46	350	310	<1	-
6	5906/1а	20	36	220	230	<1	-
7	K-67	33	63	120	542	9,0	-
8	K-67	13	60	44	270	3,0	16
9	Щ-797/4	50	97	1050	370	6,0	-
10	Щ-797/4	30	60	850	330	2,5	20
11	Щ-797б	20	56	1000	320	2,4	13
12	Щ-797б	32	68	1780	420	2,0	-
13	Щ-846д	71	120	1250	430	3,0	28
14	Щ-846е	110	90	1600	500	3,0	20
15	Щ-846е	150	85	1220	350	-	-
16	Щ-846з	150	56	960	250	2,8	20
17	Щ-846з	68	50	690	-	2,6	36
18	198/2	150	100	535	-	-	-
19	1907/4п	90	100	820	-	-	-
20	1907/5п	60	130	700	-	-	-
21	Среднее по толеитовым базальтам Камчатки (15)	153	46	1670	299	4,1	25
22	Среднее по габбройдам (10)	235	65	1787	190	2,4	89
23	Среднее по низко-калиевым базальтам Камчатки (6)	143	40	1210	-	-	-
24	Среднее по включениям	54	72	866	366	3,1	22

Примечание. 1-3 – вулкан Менделеева. Остальное см. в табл. 14. Анализы 1-17 выполнены в ДВГИ ДВНИ АН СССР, аналитики Э.Д. Голубева и Т.Д. Сверкунова; 18-

редко с раковистым изломом. В шлифах клинопироксен бесцветен либо очень слабо окрашен в светлые зелено-желтые тона. Обычно он менее идиоморфен, чем плагиоклаз и оливин, и крупные выделения его образуют пойкилофитовые структуры – одно зерно клинопироксена цементирует более мелкие кристаллы аортита и оливина. В отдельных образцах в пироксене на границе с аортитом, особенно там, где они разделены узкой пленкой стекла, развивается сырьи мелких, хорошо ограниченных выделений магнетита, что, по-видимому, может указывать на наличие реакции между этими минералами при термальном воздействии базальтов. В пироксене отмечены также округлые включения основной массы и нераскристаллизованного стекла с газовыми пузырьками.

Температура гомогенизации таких "расплавных" включений в клинопироксene составляет, по данным О.Б. Селянгина [26], 1270–1230°C для включений вулкана Малый Семячик и 1190–1180°C для включений вулкана Ильинского, т.е. является существенно более низкой, чем аналогичные температуры для оливинов и аортитов.

Химический состав и оптические свойства клинопироксенов приведены в табл. 7 и 14. Вариации оптических свойств следующие:  $Ng = 1,714\text{--}1,724$ ;  $Np = 1,686\text{--}1,694$ ;  $(+2V) = 52\text{--}59^\circ$ ;  $c/Ng = 36\text{--}46^\circ$ . Величина коэффициента

Zr	Ga	Sc	Ag	Cu	Sr	Ni/Co	$f_{\text{общ}}$
100	14	-	0,12	8,9	-	0,53	24,1
86	11	250	-	-	-	0,56	24,1
104	-	250	-	-	-	1,75	24,4
70	6	220	<1	-	-	0,75	18,6
60	6,5	140	0,26	-	-	0,30	23,6
64	6	170	0,49	-	-	0,56	21,0
88	15	230	-	10	-	0,53	22,8
63	8,9	-	0,12	-	-	0,22	22,8
94	7	230	-	-	-	0,52	23,2
66	12	-	0,85	12	-	0,50	23,2
52	7,9	-	0,10	8,9	-	0,36	23,0
122	7,8	330	-	-	-	0,47	23,0
110	33	-	0,21	16	-	0,59	21,0
71	10	-	0,50	17	-	1,22	20,7
104	16	200	-	-	-	1,77	20,7
71	8	-	0,56	16	-	2,55	21,2
63	7,2	-	0,50	16	-	1,35	21,2
-	-	-	-	-	90	1,50	16,6
-	-	-	-	-	70	0,90	22,0
-	-	-	-	-	110	0,46	23,8
84	8,8	109	0,46	74	-	3,3	-
65	3,0	145	0,10	58	-	3,6	-
-	-	-	-	-	85	2,2	22,1
69	9,1	224	9,37	13	90	0,75	21,8

20 — методом атомной абсорбции в Институте геохимии СО АН СССР, аналитик В.М.Новиков.

железистости ( $f_{\text{общ}}$ ) клинопироксенов изменяется от 16,6 до 24,0%, т.е. размах колебаний  $f_{\text{общ}}$  близок к таковому для оливинов. Так же, как и для оливинов, средние значения  $f_{\text{общ}}$  для включений разных вулканов близки: Кихпиниц — 21,0 (3 анализа), Ксудач — 22,4 (8 анализов), Камбальный — 22,8 (1 анализ), Ильинский — 24,2 (1 анализ) и т.д. Коэффициент окисленности железа ( $f_{\text{ок}}$ ) колеблется от 21,2 до 45,3, причем две трети анализированных образцов имеют  $f_{\text{ок}} = 30$ . Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  лежит в пределах 4–6% и лишь в одном образце опускается до 3,4%; содержание  $\text{TiO}_2$  невелико — 0,4–0,7%. Высокая глиноzemистость и окисленность пироксенов указывают на фассаитовую тенденцию их химизма.

Фенокристы клинопироксена вмещающих включения базальтовых туфов и лав имеют сходные оптические свойства: (+)  $2V = 52\text{--}58^\circ$ ;  $c/Ng = 37\text{--}46^\circ$ ;  $Ng = 1,718\text{--}1,720$ ;  $Np = 1,685\text{--}1,690$ .

Содержание в клинопироксенах ряда элементов-примесей приведено в табл. 15. Так же как и оливины, клинопироксены курильских включений несколько отличаются от камчатских пониженными содержаниями Ni и Cr, а кроме того, и Co, однако разница эта не столь существенна, как в случае оливинов (соответственно, Ni = 45 и 73, Cr = 827 и 882, Co = 59 и 88 г/т), и обусловлена повышенным содержанием перечисленных элементов

Таблица 16

## Химический состав магнетитов из включений

Компоненты	Щ-801д		К-67		5960/5	
	а	б	а	б	а	б
SiO <sub>2</sub>	0,95	-	0,30	-	0,65	-
TiO <sub>2</sub>	7,20	0,199	7,20	0,197	7,35	0,202
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,19	0,182	4,00	0,171	3,54	0,151
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	0,73	0,022
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	52,03	1,448	51,42	1,421	52,62	1,447
FeO	31,58	0,973	33,17	1,007	30,39	0,929
MnO	0,37	0,011	0,34	0,011	0,30	0,009
MgO	2,98	0,162	3,35	0,182	4,03	0,220
CaO	0,26	0,011	0,02	-	0,22	0,009
Σ	99,56		99,80		99,83	
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>		8,7		9,1		6,7
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>		6,9		9,8		16,2
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>		-		-		-
TiFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>		20,6		20,2		19,3
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>		0,9		1,1		0,9
CaFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>		1,1		-		0,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		-		0,4		-

Примечание. Образцы: Щ-801д - вулкан Авачинский, К-67 - вулкан Камбальный, 5960/5 - вулкан Менделеева. а-вес.% окислов, б - форм. ед. Аналитики Ж.А. Щека, И.Н. Никольская.

в клинопироксенах включений вулкана Кихпиныч. Подобно оливинам, клинопироксены включений отличаются по содержанию Ni, Co, Cr, V, Ga и Zn от клинопироксенов толеитовых габбро, но сходны с фенокристами эфузивов, от последних отличаются несколько пониженным содержанием Cr и более низким Ni/Co-отношением.

**Магнетит.** Магнетит встречается обычно в клинопироксенах содержащих включениях с повышенной железистостью минералов (вулканы Авача, Камбальный, Менделеева, Тао-Русыр, Головнина). Содержание его достигает 10-12%. Зерна магнетита отчетливо ксеноморфны по отношению к оливину и аортиту. В ряде случаев магнетит заполняет пространство между мелкими зернами оливина с образованием сидеронитовой структуры. Отмечается замещение оливина магнетитом; причем иногда по оливину образуются полные орто-клинопироксен-магнетитовые псевдоморфозы.

Состав магнетитов из включений специфичен и примерно одинаков в разных вулканах (табл. 16). Для них характерна повышенная титанистость, глиноземистость и магнезиальность. Последнее приводит к появлению магнезиоферритовой составляющей. Оптическое и микрозондовое изучение показывает отсутствие продуктов распада магнетита, а расчет на ульвошинелевую составляющую выявляет полную стехиометричность изученных магнетитов.

По содержанию элементов-примесей (табл. 17) магнетиты включений наиболее близки к магнетитам толеитовых базальтов, от которых они отличают-

Таблица 17

Содержание элементов-примесей в магнетитах,  $n \cdot 10^{-4}\%$ .

Образец	Ti%	Cr	V	Ni	Co
Ш-801е	7,0	93	1500	38	330
Ш-801е	6,3	30	4600	87	270
5960/5	5,5	9110	11200	330	360
5960/5	7,2	5000	6600	150	270
5960/5	8,9	7500	8300	360	450
K-67	6,05	910	6200	110	330
K-67	10,0	600	5000	83	390
K-67	8,7	630	4800	120	290
K-67	5,5	1000	5500	120	240
Среднее	7,2	1957	5967	159	316
Среднее по толеитовым базальтам (15)	8,4	464	6545	216	262
Среднее по щелочным базальтам (8)	9,5	4533	1015	318	213
Среднее по габброидам (50)	4,7	308	3703	106	92

Примечание. См. примечание к табл. 16. Аналитик Т.В. Лапкова.

Таблица 17 (окончание)

Образец	Mn	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu	Ni/Co
Ш-801е	2200	63	8	760	4	960	0,12
Ш-801е	2200	81	20	600	3	380	0,32
5960/5	2000	120	18	480	15	43	0,92
5960/5	2400	84	22	440	8	110	0,55
5960/5	3400	110	20	470	7	48	0,80
K-67	4600	45	1	590	22	10	0,33
K-67	3300	102	4	420	1	23	0,21
K-67	2800	91	6	320	1	13	0,43
K-67	2750	76	8	570	4	40	0,50
Среднее	2850	86	11	556	5	30	0,5
Среднее по толеитовым базальтам (15)	3190	82	10	920	8	556	0,8
Среднее по щелочным базальтам (8)	4941	176	40	793	5	24	1,5
Среднее по габброидам (50)	2240	51	15	663	15	30	1,2

ся более высокими содержаниями Cr и Co и более низкими Ni, Zn, Cu. Магнетиты толеитовых габброидов беднее Ti, V, Cr, Ni, Co, Zr, т.е. элементами, входящими в магнетит при высоких температурах [29], но богаче Zn, Pb, Sn. Как и в существующих силикатах, Ni/Co-отношение в магнетитах включений значительно ниже, чем в эфузивных аналогах. Следовательно, в отличие от интрузивных условий, когда Zn, Pb и Sn не образуют самостоятельных фаз, а накапливаются в магнетите, при кристаллизации включений эти элементы не входят

в магнетит. Напротив, Ti, Cr, Ni, Co, Zn в интрузивных породах слагают самостоятельные фазы, а во включениях соосаждаются с железом в магнетите, чему способствует высокая температура и своеобразный состав летучих.

Ортопироксен и амфибол. Оба эти минерала (особенно амфибол), редко встречаются в составе включений, а там, где они встречаются, играют подчиненную роль по отношению к другим породообразующим минералам.

Ортопироксен обнаружен в отдельных включениях на вулканах Менделеева, Кихпинич, Ильинский, в кальдере Головнина и Немо. Образует крупные кристаллы, цементирующие оливин и аортит. Нередко дает оторочки вокруг оливина, а иногда и вокруг клинопироксена. На границе оливин-ортопироксен часто развиваются симплектиты магнетита. Довольно крупные округлые включения магнетита обычно в зернах ортопироксена с выделением по серии параллельных плоскостей клинопироксеноидной фазы.

Довольно сильно, особенно в толстых шлифах, ортопироксен плеохроирует от розового до зеленоватого тонов. Оптические свойства ортопироксена ( $N_g = 1,696$ ,  $N_p = 1,685$ ) соответствуют содержанию 25%  $Fs$ .

Амфибол значительно более редок, чем гиперстен, и встречен только в трех образцах включений на вулканах Ильинский, Кихпинич и Ксудач (по одному на вулкан). В двух первых случаях окрашен в густой буровато-зеленый цвет, в последнем случае окраска бледная желто-зеленая. Плеохроизм довольно слабый. Характер ассоциаций амфибила с другими минералами во всех трех случаях разный.

Включение с вулкана Кихпинич (лапилли, имеющие 2 см в поперечнике) представляет собой магнетитсодержащую амфибол-анортитовую породу (типа габброидных включений в андезитах Авачинского вулкана) с крупными шестоватыми кристаллами амфибила ( $N_g = 1,680$ ,  $N_p = 1,660$ ) и таблитчатым аортитом. Иногда амфибол содержит включение плагиоклаза и магнетита. На контакте с вмещающим базальтом по амфибулу развивается тонкая пироксен-плагиоклазовая оторочка.

В амфиболсодержащем включении Ильинского вулкана (бомба  $\approx 15$  см в поперечнике) этот минерал ассоциирует с аортитом, оливином, гиперстеном и магнетитом. Редкие крупные зерна амфибила расположены между кристаллами оливина, гиперстена и аортита, иногда цементируют их. Показатели преломления амфибила:  $N_g = 1,687$ ,  $N_p = 1,670$ .

Наконец, во включении с вулкана Ксудач амфибол встречается совместно с аортитом, оливином и орто- и клинопироксеном. При этом он отчетливо более поздний, чем остальные минералы: в крупных зернах амфибила сохраняются реликтовые выделения клинопироксена, а отдельные зерна клино- и ортопироксена обрастают с краев прерывистыми каймами амфибила. Оливин окружен каймами ортопироксена, которые, в свою очередь, окружены шестоватыми мелкими выделениями амфибила, частично замещающими ортопироксен. Границы амфибила с плагиоклазом неровные, занозистые, коррозионные. Включение это подвергалось интенсивной перекристаллизации с образованием "червячков" ортопироксена и магнетита вместе с мелкими призматическими зернами амфибила в отдельных узлах породы. Может быть, за счет этого же процесса подобные неправильные зерна ортопироксена развиваются и по краям крупных зерен амфибила.

Таким образом, если в двух первых случаях амфибол выглядит как нормальный магматический минерал, то в последнем он явно наложен на сформировавшуюся породу.

Химический анализ амфибила из включения Ильинского вулкана был выполнен из микронавески Т.В. Долговой (химическая лаборатория Института вулканологии ДВНИ АН СССР):  $SiO_2 = 41,90$ ;  $TiO_2 = 2,10$ ;  $Al_2O_3 = 11,74$ ;  $Fe_2O_3 = 14,74$ ; (общее железо в виде окиси);  $MgO = 14,64$ ;  $CaO = 12,96$ ;  $Na_2O = 2,36$ ;  $K_2O = 0,24$ ;  $\Sigma = 100,21\%$ . Общая железистость анализированного амфибила 33%. Отмечена повышенная глиноzemистость минерала, соответствующая таковой для амфиболов базальтов, андезитов и оторочек вокруг ультраосновных включений [30]. В целом состав изученного амфибила близок к составу этого минерала в амфибол-анортозитовых включениях вулкана Авача (см. статью В.А. Ермакова с соавторами в наст. сб.).

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В СОСУЩЕСТВУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ

Дополнительную информацию о генезисе включений дает изучение распределения элементов в сосуществующих минералах. При равновесной кристаллизации, характерной для дифференцированных габброидных интрузий, железистость оливина возрастает пропорционально с повышением щелочности плагиоклаза. Так в интрузиях с плагиоклазом  $An_{92-95}$  ассоциирует оливин с железистостью 5–7%  $Fa$ , а с плагиоклазом  $An_{72-85}$  – оливин с железистостью 18–29%  $Fa$ .

В оливин–анортитовых включениях при сравнительно постоянной щелочности пла-

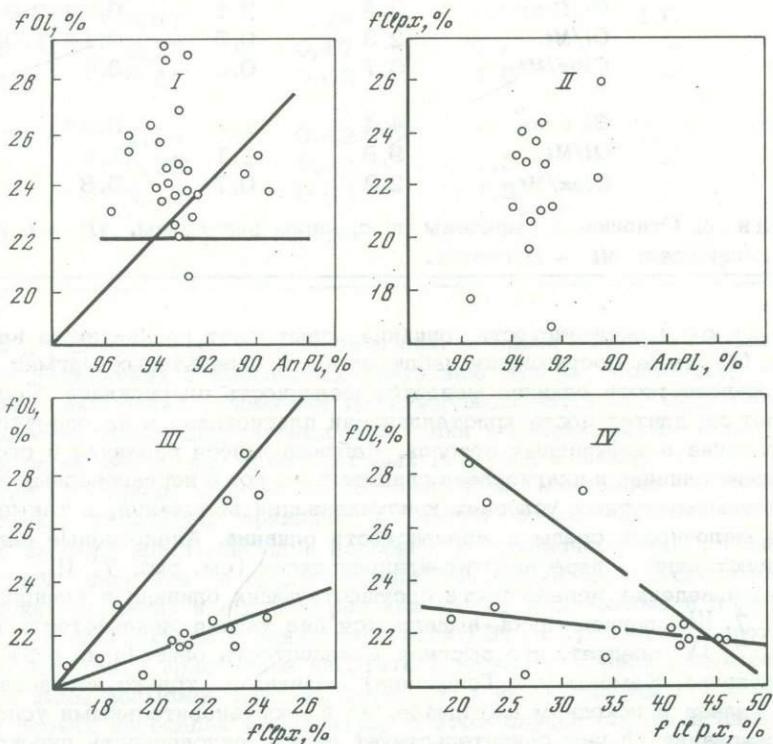


Рис. 7. Соотношения составов сосуществующих минералов включенияй

I – состав плагиоклаза – железистость оливина; II – состав плагиоклаза – железистость клинопироксена; III – железистость клинопироксена – железистость оливина; IV – коэффициент окисленности железа в клинопироксene – железистость оливина

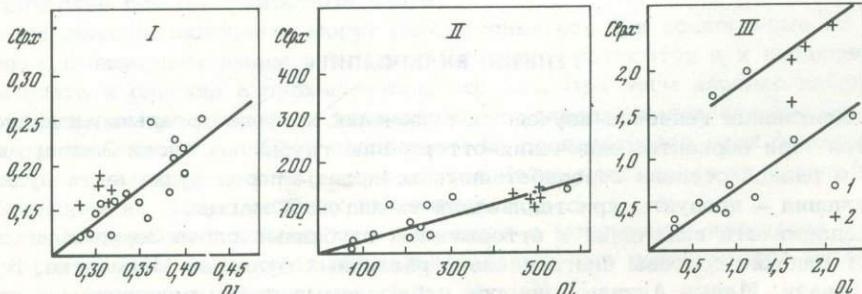


Рис. 8. Соотношение элементов-примесей в сосуществующих оливинах и клинопироксенах

1 – включения; 2 – низкокалиевые базальты. I –  $MnO$ , %; II –  $Ni$ ,  $\gamma$ ; III –  $Ni/Co$

Таблица 18

Распределение микроэлементов между сосуществующими минералами оливин-

Порода	Отношение	Ni	Co	Cr
Включения	<i>Ol/Clpx</i>	4,1	3,4	0,02
	<i>Ol/Mt</i>	1,1	0,7	0,01
	<i>Clpx/Mt</i>	0,3	0,8	0,46
Толеитовые эффузивы	<i>Ol/Clpx</i>	3,2	3,1	0,04/2,9
	<i>Ol/Mt</i>	2,3	0,5	0,14/1,03
	<i>Clpx/Mt</i>	0,7	0,2	3,6
Габброидные интрузии	<i>Ol/Clpx</i>	4,4	1,6	0,28
	<i>Ol/Mt</i>	9,8	1,1	1,6
	<i>Clpx/Mt</i>	2,2	0,7	5,8

Примечание. Отношения выведены по средним значениям. *Ol* – оливин; *Clpx* – клинопироксен; *Mt* – магнетит.

гиоклаза  $An_{92-95}$ ) железистость оливина испытывает независимые вариации (рис. 7, I). Обратные соотношения наблюдаются в базальтовых магмах – при неизменной железистости оливина меняется щелочность плахиоклаза. Последнее указывает на длительность кристаллизации плахиоклаза и на одноактное выпадение оливина в эффузивных породах. Наблюдающиеся различия в составах сосуществующих оливина и плахиоклаза свидетельствуют о неравновесных и, видимо, высокотемпературных условиях кристаллизации включений, а также о независимости щелочности среды и железистости оливина. Аналогичные закономерности свойственны и паре аортит–клинопироксен (см. рис. 7, II).

Синхронно поведение железистости сосуществующих оливина и клинопироксена (см. рис. 7, III), причем здесь выделяются два уровня железистости минералов. Из рис. 7, IV следует, что высокая железистость оливина из ряда вулканов (Менделеева, Камбальный, Головнина) вызвана не только возрастанием содержаний железа в исходном материале, но и восстановительными условиями минералообразования (о чем свидетельствует низкая окисленность пироксена).

По характеру распределения микроэлементов между сосуществующими минералами оливин–аортитовые включения расположены вблизи одной изотермы (рис. 8, табл. 18). Сравнение по этим параметрам включений и близких по составу габброидных интрузий и эффузивов показывает, что в минералах включений микроэлементы обнаруживают высокотемпературное распределение, близкое к распределению в базальтоидах.

### ГЕНЕЗИС ВКЛЮЧЕНИЙ

При объяснении генезиса изученных включений наиболее реальными предстаиваются три варианта: включения – отторженцы глубинных слоев Земли; включения – в разной степени переработанные ксенолиты пород фундамента вулкана; включения – продукты кристаллизации вмещающей магмы.

Принадлежности включений к отторженцам глубинных слоев Земли благоприятствуют близкие составы плахиоклаза в различных вулканах (Камчатка, Курилы, Гавайи, Малые Антильы), иногда наблюдаемые следы реакционного взаимодействия минералов включений с основной массой базальта. Противоречат этой концепции массовое появление включений на поздних стадиях деятельности вулканов в связи с мощными эксплозиями, рыхлые структуры, обнаруживающие индивидуальность роста отдельных обломков, высокотемпературные оптика

анортитовых включений, эффузивов и габброидных интрузий

V	Sn	Zn	Zr	Ag	Cu
0,03	1,29	4,14	0,8	0,43	0,85
0,002	0,36	0,16	0,6	-	0,37
0,06	0,28	0,04	0,8	-	0,43
0,05	0,61	6,24	0,7	1,0	0,16
0,12	0,25	0,17	0,7	-	0,02
0,046	0,41	0,03	1,0	-	0,13
0,09	1,54	0,42	1,0	2,1	0,47
0,005	0,25	0,06	1,3	-	0,90
0,05	0,16	0,13	1,3	-	1,9

минералов и распределение элементов в них, а также сходство составов минералов во включениях и вмещающих эффузивах. Эти же особенности не позволяют считать включения обломками троктолитовых интрузий. Следовательно, принадлежность оливин-анортитовых включений к неизмененным отторженцам глубинных слоев Земли или троктолитовых интрузий маловероятна.

Сходство составов минералов включений и минералов низкокалиевых глиноземистых базальтов приводит к мысли о возможности образования включений за счет кристаллизации подобных малошелочных магм. Появление вкрапленников анортита в продуктах кристаллизации базальтового каменного литья в сухих условиях и высокая разница между модальными и нормативными составами плагиоклаза в таких продуктах [31, 32] подтверждают это.

Однако выпадение кристаллов анортита в качестве первой равновесной субсолидусной фазы возможно лишь из перегретых низкошелочных базальтовых магм при резких перепадах температур. В этом случае оливин и анортит должны слагать агрегаты с четкими аккумулятивными структурами, типичными, например, для расслоенных интрузий. Структуры же изученных включений резко неоднородные, друзовые, пегматоидные. Такой механизм кристаллизации возможен лишь в неравновесных условиях, например при соприкосновении магмы с холодными породами стенок жерла. Этой концепции благоприятствует тот факт, что включения в массовом количестве появляются только после значительного времени деятельности вулканической постройки, когда формируются периферические близповерхностные очаги.

С этой позиции включения могут рассматриваться как ксеногенные по отношению к вмещающим лавам и шлакам. Сказанное относится и к вкрапленникам анортита и оливина в вулканических породах. При этом нередко наблюдающееся отсутствие реакционного взаимодействия вкрапленников анортита и оливина с расплавами может быть следствием не равновесности этих фенокристов с расплавами, а указанием на малую длительность нахождения их в магмах, т.е. указанием на малую глубину их захвата.

Так, в экструзиях и дайках, где включения и мегакристы находятся в контакте с расплавами более продолжительное время, они подвергаются более интенсивной реакционной переработке (рис. 9, 10).

Следует отметить, однако, что в случае предложенного механизма кристаллизации включения и мегакристы, будучи ксеногенными к конкретным содержащим их породам, связаны с этими породами родством, поскольку являются продуктами эволюции одних и тех же магм.

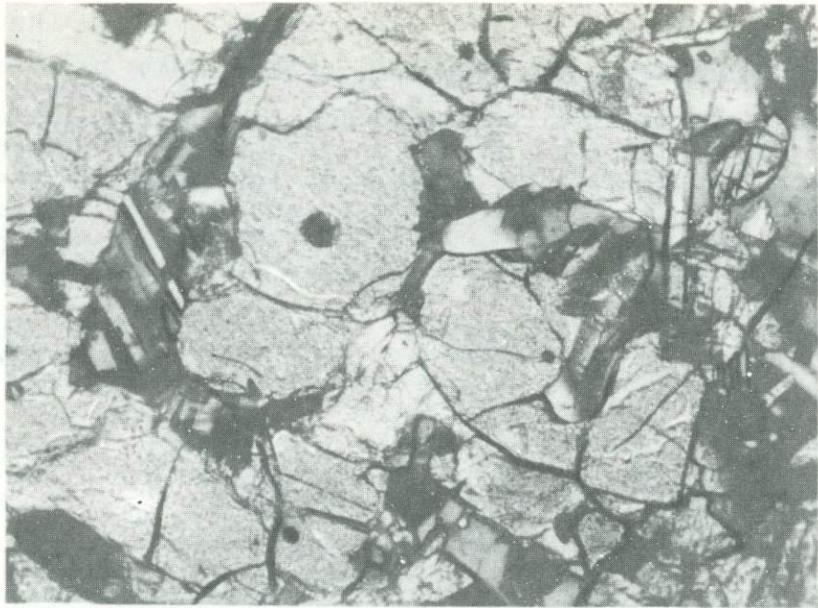


Рис. 9. Кристаллизация офитового агрегата плагиоклаза внутри крупного кристалла оливина

Обр. Щ-845а. Увел. 20. Николи +



Рис. 10. Замещение ксенокристаллов оливина ортопироксеномагнетитовыми симплектитами

Обр. Щ-845а. Увел. 20. Николи ||

Таким образом, можно допустить вариант кристаллизации включений из вмещающей базальтовой магмы, но при этом необходим ряд специфических условий: малошелочной состав магмы, некоторый ее перегрев, определенный термический градиент.

Весьма характерная черта включений — обилие округлых пор и газово-жидких включений в минералах. Вокруг крупных пор в роговиковой массе включений иногда наблюдается рост пегматоидных кристаллов, аортита, оливина и клинопироксена. Все эти факты свидетельствуют о широком участии летучих в кристаллизации включений. Для выяснения роли летучих был проанализирован состав газов из газово-жидких включений в минералах различных полнокристаллических ксенолитов (включений) в эфузивах. Определения проведены В.Г. Малаховым на хроматографе "Хром-4". Вскрытие включений производилось при температурах 900–1200 °С в атмосфере гелия повышенной чистоты.

Из табл. 19 следует, что состав газов, участвовавших в кристаллизации включений, характеризуется повышенной ролью восстановленных форм ( $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ). Намечается тенденция обогащения газовой фазы включений в щелочных базальтах  $\text{N}_2$ -составляющей при малых концентрациях водорода. Газовый состав оливин-аортитовых включений приближает их к регенерированным оливиновым роговикам Авачи, образовавшимся при дегидратации серпентинированных ксенолитов в толеитовой магме. При этом выясняется, что состав газовой фазы изменялся на протяжении периода кристаллизации включений — более поздний пироксен формировался в присутствии обогащенных водородом летучих. Приведенные данные показывают, что в процессе кристаллизации оливин-аортитовых включений значительную роль играла газовая фаза, обогашенная восстановленными ( $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ) компонентами. Незначительное парциальное давление в ней азота, возможно, указывает на малоглубинный источник этих газов.

Отмеченный состав газовой фазы мог оказывать существенное влияние на состав кристаллизующихся при ее участии силикатов. В наиболее общем виде это влияние выражается в следующем. Кристаллизация силикатного расплава при повышенном давлении газов—восстановителей будет сопровождаться выделением фаз с минимальной возможной валентностью элементов и накоплением щелочных металлов в остаточном флюиде, образующемся за счет окисления водорода. В этом случае железо предпочтительнее входит в виде  $\text{Fe}^{2+}$  в силикаты, повышая их железистость, а избыточный алюминий соединяется с кальцием в аортите. Этот процесс будет особенно интенсивно протекать в условиях открытой системы, когда удаляются продукты реакции — щелочные металлы. Подобные условия можно, например, представить в магмоподводящих каналах и промежуточных очагах, где идет постоянный подток газов. При этом

Таблица 19

Состав газовой фазы из газово-жидких включений в минералах различных полнокристаллических ксенолитов (включений) в эфузивах, об. %

Образец, минерал	$\text{CO}_2$	$\text{CO}$	$\text{CH}_4$	$\text{N}_2$	$\text{H}_2$
Щ-915, оливин	84,8	1,2	9,6	1,1	3,3
Щ-630 г, клинопироксен	81,1	1,6	13,7	3,6	Сл.
Щ-802к, оливин	75,9	2,2	11,8	—	10,1
Щ-797/4а, оливин	86,5	1,2	7,9	0,6	3,8
Щ-797б/2, клинопироксен	77,2	1,0	6,3	Сл.	15,5

Примечание. Образцы: Щ-915, 630 г — включения гипербазитов в щелочных базальтах, Щ-802к — регенерированный (апосерпентиновый) оливиновый роговик, включение в толеите, Щ-797 — оливин-аортитовые включения.

в месте соприкосновения газов с холодными стенками каналов должны прокатить их интенсивное окисление, базификация вмещающих пород и нарастание на стенки кристаллов из магмы.

Возможный пример предполагаемого механизма кристаллизации продемонстрировал Б.И. Пийп [33]. На вулкане Острый Толбачик он наблюдал обогащенные оливином и клинопироксеном эндоконтактовые оторочки вокруг мощной базальтовой дайки. В этой зоне, по мнению Б.И. Пийпа, клинопироксен и оливин образуются при своеобразном газовом метасоматозе.

Возрастание степени окисления летучих ведет к снижению температуры минералообразования, к появлению воды и участию ее в процессе. Это, в свою очередь, может вызвать частичное выплавление из вмещающих пород щелочной фракции и обусловить устойчивость парагенеза амфибола и анортита.

Включения крупнозернистых амфибол-анортитовых пород, содержащих в интерстициях стекло-андезитового состава, широко представлены на вулкане Авача (см. статью В.А. Ермакова с соавторами в наст. сб.). Не исключено, что оливин-анортитовые включения являются высокотемпературной стадией этого процесса. Подобные предположения допускают и принципиальную возможность образования оливин-анортитовых включений при разложении амфибала с возрастанием температуры, как это полагал Ю.П. Масуренков [8].

Таким образом, из всех возможных вариантов образования оливин-анортитовых включений наиболее реальным представляется кристаллизация их в неглубоких магмоподводящих каналах как непосредственно из магмы, так и за счет переработки вмещающих пород. Обязательные условия этого процесса — малощелочной состав исходных магм, высокая температура и присутствие восстановленной газовой фазы.

## ABSTRACT

Eruption products of many East and South Kamchatka and Kuril volcanoes where low-potash basalts are observed carry inclusions of holocrystalline troctolitic rocks. The inclusions may be as large as 0,5–1,0m. The textures are drusy, pegmatoid, and eutaxitic, often with individual growth. Inclusions consist of a variable quantity of plagioclase ( $An_{89-100}$ , average  $An_{93}$ ), olivine ( $Fa_{19-29}$ , average  $Fa_{22-24}$ ), and clinopyroxene ( $f_{tot} = 17-24\%$ , average 22–24%,  $Al_2O_3 - 4-6\%$ ). There is a lesser quantity of magnetite ( $\approx 7\% TiO_2$ ,  $3,5-4\% Al_2O_3$ ,  $3-4\% MgO$ ), and rhombic pyroxene ( $\approx 25\% Fs$ ). Single samples also contain amphibole of the pargasite-hastingsite series ( $f_{tot} = 33\%$ ,  $Al_2O_3 \approx 12\%$ ). All minerals are marked by absence of zoning and by high-temperature optic properties. The pore matrix of inclusions corresponds to low-potash basalt and similar in composition to basalts of these volcanoes. Ninety-three analyses of inclusion minerals and the contents of impurity minerals are given.

Crystallisation of the inclusions is likely to have taken place in not deep magma ducts or peripheral foci, from overheated low-alkaline basalt magma with participation of reduced gas phase.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Пийп Б.И. Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки. — Труды Камчатской вулканол. ст. АН СССР, вып. З. М.-Л.. Изд-во АН СССР, 1947.
2. Устинова Т.И. Вулкан Кихпиниц. — Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, 1948, т. 80, вып. 5.
3. Шеймович В.С. Вулкан Ксудач в августе 1963 г. — Бюл. Вулканол. ст., 1966, № 41.
4. Дубик Ю.М. Ксенолиты и ультраосновные включения в лавах вулкана Ксудач (Южная Камчатка). — В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
5. Богоявленская Г.Е., Эрлик Э.Н. Полевошпатовые включения основного состава в кислых пирокластах современных вулканов. — В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., "Наука", 1969.

6. Щека С.А., Чудакова Ю.С., Кувакин Г.И. Об анортиловых включениях вулкана Кихпинич. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогенеза северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.
7. Селянгин О.Б. Гомеогенные включения и возможности реконструкции механизма дифференциации магмы в недрах вулканических аппаратов. — Бюл. Вулканол. ст., 1974, № 50.
8. Масуренков Ю.П. Проблема включений и возможности вулканической петрологии. — Бюл. Вулканол. ст., 1974, № 50.
9. Родионова Р.И., Федорченко В.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов и некоторые вопросы глубинной геологии этого района. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Недра", 1971.
10. Kuno H. Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas. Japan. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1950, v. 61.
11. Issiki N. Petrology of Hachijo-jima volcano group, Seven Izu Islands, Japan. — J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, 1963, v. 15, pt 1.
12. Lewis J.F. Composition, physical properties and origin of sodic anorthites from the ejected plutonic blocks of the Soufriere volcano, St. Vincent, West. Indies. — Contribs Miner., and Petrol., 1969, v. 21, N 3.
13. Lewis J.F. Petrology of the ejected plutonic blocks of the Soufriere volcano, St. Vincent, West. Indies. — J. Petrol., 1973, v. 14, N 1.
14. Richter D.H., Murata K.J. Xenoliths nodules in the 1800–1801 Kaupulehi flow of Haulalai volcano. — U.S. Geol. Surv. Res. Prof. Papers, 1961, v. 424B.
15. Jakes P., White A.J.R., Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83, N 1.
16. Леонова Л.Л., Волынец О.Н., Ермаков В.А. и др. Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.
17. Волынец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М. Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки и их геологическое положение. — Бюл. Вулканол. ст., 1976, № 52.
18. Рудич К.Н., Волынец О.Н., Ермаков В.А., Колосков А.В. Многообразие вулканических пород Камчатки и проблемы их генезиса. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
19. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., "Наука", 1966.
20. Дуничев В.М. Обломки алливалитового состава в туфах вулкана Менделеева и их происхождение. — Геол. и геофиз., 1972, № 8.
21. King H.N., Dean R.C. Some relationships between the refractive index of fused glass beads and the petrologic affinity of volcanic rock suites. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1966, v. 77, N 1.
22. Ishikawa T. Petrological significance of large anorthite crystals included in some rhyolitic andesites and basalts in Japan. — J. Fac. Sci., Hokkaido Univ. Ser. IV. Geol. and Miner., 1951, v. 7, N 4.
23. Родионова Р.И., Федорченко В.И., Шилов В.Н. Петрография продуктов четвертичного вулканизма. — В кн.: Опыт комплексного исследования районов современного и новейшего вулканизма (на примере хр. Вернадского, о-в Парамушир). — Труды СахКНИИ, 1966, вып. 16.
24. Венде-Кирков Ю.В. Новый вариант диаграммы для определения средних основных плагиоклазов на федоровском столике. — Бюл. Вулканол. ст., 1974, № 50.
25. Hafner S., Laves F. i Ordnung /Unordnung und Ultrarotabsorption. 11. Variation der Lage und Intensität einiger Absorptionsen von Feledsäten zur Struktur von Orthoclase und Adular. — Z. Kristallogr., 1957, Bd 109, N. 1–6.
26. Селянгин О.Б. О температурах образования некоторых кристаллических включений в современных вулканитах Камчатки. — Бюл. Вулканол. ст., 1975, № 51.
27. Волынец О.Н., Колосков А.В., Поповитов Э.И. и др. Геохимические особенности оливинов из четвертичных базальтов Камчатки и Курил и некоторые вопросы петrogenезиса. — Геохимия, 1975, № 3.
28. Влодавец В.И., Пийп Б.И. Каталог действующих вулканов Камчатки. — Бюл. Вулканол. ст., 1957, № 25.
29. Щека С.А., Юдина Г.А., Октябрьский Р.А. и др. Состав и термоэлектрические свойства магнетитов. — В кн.: Геохимия и методы исследования минерального сырья Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
30. Волынец О.Н., Долгова Т.В., Колосков А.В., Кутыев Ф.Ш. О химическом составе амфиболов и биотитов из четвертичных вулканических пород Камчатки. — Бюл. Вулканол. ст., 1975, № 51.
31. Рашин Г.А. О колебаниях в свойствах плагиоклазов в андезито-базальтовых породах. — Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва, 1962, вып. 3.
32. Волынец О.Н., Колосков А.В. Некоторые петрологические критерии фаций глубинности магматических образований. — Сов. геол., 1973, № 5.
33. Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержение в 1944–45 гг. и в прошлом. — Труды Лабор. вулканол., 1956, № 11.

О. Н. ВОЛЫНЕЦ, Г. Е. БОГОЯВЛЕНСКАЯ, Э. И. ПОПОЛИТОВ

## ПЕТРОГРАФИЯ, ХИМИЗМ, КОНТАКТОВЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ И ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ГРАНИТОИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ КАМЧАТКИ

Изучению гранитоидных включений в четвертичных вулканических породах Камчатки посвящен целый ряд работ, выполненных сотрудниками Института вулканологии ДВНЦ АН СССР [1-8].

Поскольку в настоящем сборнике суммируется материал по полнокристаллическим включениям в вулканических породах Камчатки, авторы сочли возможным повторить некоторые положения статьи [8], а также привести наряду с новыми химическими анализами гранитоидных включений все имеющиеся в литературе данные.

Гранитоидные включения в четвертичных эфузивно-пирокластических породах отмечены на многих вулканах Восточной и Южной Камчатки, а также на вулканах южной части Срединного Камчатского хребта. В последние годы единичные находки подобных включений сделаны и на вулканах Центральной

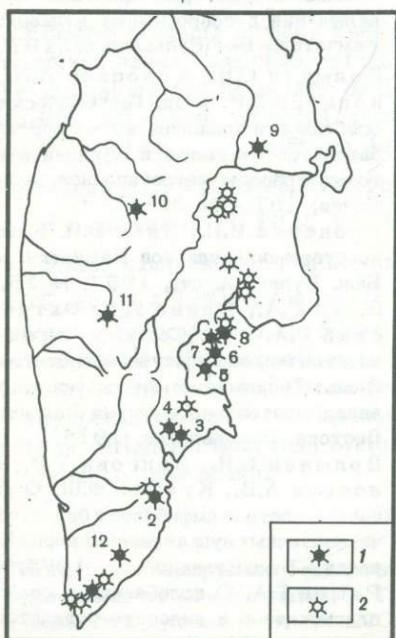


Рис. 1. Схема расположения действующих вулканов Камчатки.

1 - вулканы, на которых найдены гранитоидные включения: 1 - Ильинский, 2 - Мутновский, 3 - Авачинский, 4 - Корякский, 5 - Карагинский, 6 - Малый Семячик и Большой Семячик, 7 - Узон, 8 - Кихпинъч, 9 - Шивелуч, 10 - Ичинский, 11 - Хангар, 12 - Ксудач; 2 - остальные вулканы

Камчатской депрессии (рис. 1). По структурным и петрографическим особенностям среди гранитоидных включений достаточно отчетливо выделяются две группы: порфировидные или даже порфировые разности, имеющие облик малоглубинных субвулканических пород, и равномернозернистые разности определено более глубинного облика. Включения указанных групп обладают целым рядом отличительных черт, что дает основание рассмотреть их раздельно.

## ПОРФИРОВИДНЫЕ И ПОРФИРОВЫЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО ОБЛИКА

Включения этого типа наиболее обильны и обычны в пемзово-пирокластических отложениях среднекислого состава, связанных с формированием кальдер и воронок взрыва (кальдеры Узон, Большого Семячика, Малого Семячика, Карымского, Академии наук, воронка взрыва Ильинского вулкана и др.). Однако в ряде случаев они встречены и среди базальтовых шлаков в молодых шлаковых конусах (вулканы Кихпиньч, Мутновский). Отметим, что подобные шлаковые конусы проявляются после интенсивной взрывной деятельности соответствующих вулканов, когда образуются небольшие кальдеры или воронки взрыва, сопровождающиеся формированием толщ среднекислых пемзово-пирокластических отложений и сходных по составу экструзий. Любопытно, что в экструзиях также отмечены гранитоидные включения (вулкан Кихпиньч [6]).

Состав включений колеблется от диоритов до гранитов (табл. 1), причем в случае включений в пемзово-пирокластических отложениях все разности пород можно встретить в пределах одного обнажения. Более того, разные по составу породы нередко наблюдаются в пределах одного включения и контактируют по резкой границе. Несмотря на довольно пестрый набор включений, для каждого конкретного вулкана преобладают определенные типы. Состав этих преобладающих типов включений довольно отчетливо коррелирует с составом вмещающих пемзово-пирокластических отложений, хотя в целом включения обычно несколько кислее, чем вулканиты. Так, в андезитовой пирокластике кальдеры Малого Семячика ( $\text{SiO}_2$  59–60%) преобладают включения кварцевого диорита ( $\text{SiO}_2$  58–63%); в дацитовых пемзах кальдер Академии наук и Карымского ( $\text{SiO}_2$  63–69%) преобладают гранодиориты и адамелиты. Включения в базальтовых и андезито-базальтовых шлаках близки по составу к пемзово-пирокластическим отложениям, связанным с формированием взрывных форм, предшествовавших образованию шлаковых конусов, содержащих включения. Таковы пемзовые туфы Мутновского вулкана ( $\text{SiO}_2$  62–66%) и пемзы Кихпиньча ( $\text{SiO}_2$  66–69%).

Замечательна ассоциация гранитоидных включений описываемого типа с оливин-анортитовыми, оливин-пироксен-анортитовыми включениями и мегакристаллами анортита, наблюдавшаяся на вулканах Ильинском, Кихпиньче, Мутновском и Малом Семячике. При этом на Малом Семячике [9] отмечены все переходные по основности разности от оливин-анортитовых включений через оливин-пироксен-битовниловые габбро к пироксен-лабрадоровым диоритам и пироксеновым гранодиоритам.

Размеры гранитоидных включений колеблются от 2–3 до 30–50 см в попечнике. Форма их чаще угловатая, чем округлая. Как правило, они встречаются в виде отдельных обломков или глыб, не имеющих даже корочки вмещающих пород, и только в редких случаях (обычно это включения в базальтах) плотно впаяны в них. Многие включения имеют вид вулканических бомб типа хлебной корки с характерной для них трещиноватой поверхностью. Обычно включения довольно пористые и трещиноватые. Пористость особенно характерна для включений, подвергшихся интенсивному пирометаморфическому воздействию. Отмечаются миароловые разности, причем на стенах миароловых пустоток нередко нарастают друзы мельчайших, хорошо образованных кристаллов кварца и полевого шпата.

Для всех гранитоидных включений характерна более или менее отчетливая порфировидность. Роль порфировых выделений играет обычно плагиоклаз. Основная масса пород имеет средне- или мелкозернистую структуру, причем более основные разности – более мелкозернисты. Замечательно широкое развитие микропегматитовых структур, наблюдающихся практически во всех гранитных включениях, а также во многих включениях гранодиоритов и даже диоритов. В средних по составу породах, наряду с микрографическими, широко проявляются гипидиоморфно-зернистые структуры с четким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к кварцу и щелочному полевому шпату. Нередко сочетание этих структур в одном образце, причем в этих случаях кристаллы плагиоклаза

Таблица 1

Химические анализы гранитоидных включений

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	68,04	74,00	74,78	75,52	76,02
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,27	0,22	0,26	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,13	12,18	11,89	12,57	12,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,82	3,74	2,38	1,88	1,50
FeO	1,81	1,05	0,56	0,66	0,20
MnO	0,09	0,11	0,04	0,07	0,06
MgO	0,41	0,63	0,20	0,20	0,00
CaO	2,94	0,98	1,26	1,12	1,32
Na <sub>2</sub> O	4,20	4,42	4,47	4,56	4,60
K <sub>2</sub> O	2,32	2,57	2,89	2,56	3,16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,22	-	0,12	-	0,0
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,84	0,32	0,94	0,78	0,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	-	-	-
Σ	99,39	100,0	99,69	100,13	100,21
Pl <sub>норм</sub>	-	-	-	-	-
(% An)					
Pl <sub>мод</sub>	-	-	-	-	-
(% An)					

Примечание. 1-29 - гранитоидные включения субвулканического облика. 1-5 - вулкан Кихпиньч: 1 - гранодиорит, включение в дацитовой пемзе, 2-5 - обр. 847в/1, 847/б, 847в/2, 847в/3 - граниты, плавленые включения в базальте; 6-9 - кальдера Узон, включения в дацитовых пемзах: 6 - обр. 65172 - гранодиорит, 7-9 - плавленые граниты; 10-13 - вулкан Малый Семячик: 10 - обр. 5243/5 - диорит, плавленое включение в андезито-базальтовом шлаке, 11 - обр. 5235/3 - диорит, включение в андезитовом туфе, 12 - обр. 5235/9 - гранодиорит, включение в андезитовом туфе, 13 - обр. 5220/2 - адамелит, переплавленный в пемзу, включение в андезито-базальтовой бомбе; 14 - 25 - кальдеры вулканов Карымский и Академии наук, включения в дацитовых пемзах: 14 - обр. 768 - диорит, 15 - обр. 737 - диорит, 16 - обр. 770 - гранодиорит, 17 - обр. 695 - гранодиорит, 18 - обр. 1010 - адамелит, 19 - обр. 694 - адамелит, 20 - обр. 769 - адамелит, 21 - обр. 766 - гранит, 22 - обр. 739 - гранит, 23 - обр. 736 - гранит, 24 - обр. 765 - гранит, 25 - обр. 1015 - гранит; 26 - вулкан Мутновский, обр. 5647/3 -

6	7	8	9	10	11
66,46	72,54	74,02	74,38	57,96	60,50
0,92	0,29	0,16	0,16	1,01	0,90
15,19	12,99	13,15	13,15	16,89	15,56
0,62	1,14	1,38	1,17	6,06	5,66
3,11	0,69	0,80	0,92	0,0	2,24
0,27	0,21	0,09	0,10	Не опр.	0,22
1,36	0,16	0,19	0,24	4,33	2,42
3,74	1,94	1,62	1,37	7,31	5,68
5,31	5,11	4,10	4,80	3,61	3,96
1,92	2,93	2,85	2,96	1,11	1,38
0,06	0,16	-	Нет	Не опр.	0,20
0,34	0,80	1,12	1,12	"	0,63
0,26	0,03	0,06	0,02	0,34	0,35
-	0,45	-	-	-	0,75
-	-	-	-	-	-
99,76	99,44	99,54	100,39	99,95	100,45
20,5	-	18	-	45,3	35,7
33,5	-	36,4	-	61,2	?

гранит, плавленое включение в базальте; 27-29 - вулкан Ильинский, плавленые включения гранитов в андезито-дацитовых пемзах: 27 - обр. 5838/1, 28 - обр. 5840/3, 29 - обр. 5838. 30-43 - гранитоидные включения глубинного облика. 30, 31 - вулкан Ильинский: 30 - обр. ИЛЭ-13 - кварцевый диорит, окатанная глыба на склоне вулкана, 31 - обр. 46<sup>a</sup> - гранодиорит, глыба в кратере вулкана, 32 - вулкан Корякский - гранодиорит, плавленое включение в базальте; 33 - вулкан Дзензур - обр. 5049/2, кварцевый диорит, плавленое включение в андезито-базальте; 34-40 - кальдера Хангар: 34 - обр. х-45 - диорит, плавленое включение в даците, 35 - обр. 5538/1 - диорит, плавленое включение в даците, 36, 37 - обр. х-1 - тоналит, перекристаллизованное включение в даците (36 - краевая часть, 37 - центральная часть), 38 - обр. 515<sup>a</sup> - тоналит, включение в даците, 39 - обр. 5538/7 - тоналит, плавленое включение в даците, 40 - обр. 5551 - гранодиорит, перекристаллизованное включение в дацитовой пемзе; 41-43 - вулкан Шиведуч: 41 - обр. 5714/21 - диорит, перекристаллизованное включение в андезите, 42 - обр.

Таблица 1 (продолжение)

Компоненты	12	13	14	15	16		17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	63,23	70,12	61,04	63,64	66,55		66,66	68,95	69,22	69,36	70,78	72,36
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,73	1,31	0,92	0,51		0,84	0,55	0,80	0,80	0,42	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,60	15,19	16,80	14,48	17,56		15,24	14,78	15,33	15,34	14,26	13,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,60	1,23	2,51	3,65	5,18		2,27	4,54	1,22	1,77	3,30	6,04
FeO	1,21	1,58	2,59	1,29	-		1,46	-	1,32	1,46	-	-
MnO	0,11	0,20	0,27	0,18	-		0,15	-	0,15	0,09	-	-
MgO	2,30	0,93	2,54	1,47	1,52		1,53	1,50	0,92	1,17	1,13	0,67
CaO	5,57	2,91	5,40	4,28	4,35		3,90	3,26	2,82	3,00	3,52	0,31
Na <sub>2</sub> O	3,99	3,76	4,35	3,20	4,36		4,61	4,15	4,61	3,03	4,22	2,47
K <sub>2</sub> O	2,06	1,75	2,40	1,22	2,36		2,27	2,10	2,55	1,40	2,69	3,68
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,22	-	2,23	-		0,18	0,10	0,30	1,66	-	0,13
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,32	0,74	0,63	2,63	-		0,61	-	0,14	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,17	0,32	0,15	-		0,20	-	0,20	0,10	-	-
CO <sub>2</sub>	0,31	Не опр.	-	-	-		-	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	-	-	-		-	0,83	-	0,39	-	-
Σ	100,44	99,53	100,19	99,39	102,72		99,92	100,75	99,58	99,57	100,74	102,33
P <sub>l</sub> <sub>норм</sub> (% An)	33,7	30,2	-	-	-		-	-	-	-	-	-
P <sub>l</sub> <sub>мод</sub> (% An)	46,0	40,9	-	-	-		-	-	-	-	-	-

5757/3, 43 – обр. 5733/1 – тоналит, плавленое включение в андезите; 44 – вулкан Ильинский, обр. 5842/52 – кварцевый диорит, включение в базальте.

Анализы: 1, 7, 9 и 32-[6, 12]; 14-25 – [1]; 31 – по данным Н.В.Огородова, 38 – по данным Э.Н. Эрлиха. Образцы: 2-5 – из коллекции С.А.Щеки;

6 и 8 – из коллекции Г.Е. Богоявленской; 10-13, 26-30, 33-37, 40-44 – из коллекции О.Н. Волынца. Анализы 2-5 выполнены в химической лаборатории ДВГИ, 28 и 30 – в лаборатории СИБ ГЕОХИ, остальные анализы – в химической лаборатории Института вулканологии, аналитики Т.В. Долгова, О.М. Табакова, В.Л. Солдатова и др.

Таблица 1 (продолжение)

Компоненты	23	24	25	26	27
SiO <sub>2</sub>	72,90	73,20	73,34	70,62	73,22
TiO <sub>2</sub>	0,47	1,20	0,46	0,45	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,77	12,47	14,29	13,24	13,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,69	1,27	3,56	1,64	0,87
FeO	1,55	0,81	-	1,70	1,49
MnO	0,11	0,10	-	0,07	0,04
MgO	1,88	0,83	1,07	0,72	0,57
CaO	3,10	1,68	2,54	2,76	2,94
Na <sub>2</sub> O	3,12	4,28	3,98	4,86	4,32
K <sub>2</sub> O	2,50	3,86	2,59	3,15	1,83
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,35	0,28	-	0,22	0,30
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	0,71	Нет
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	0,13	0,10
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-
П.п.п.	0,07	0,02	-	-	-
Σ	100,55	100,51	100,0	100,27	99,91
P <sub>l</sub> <sub>норм.</sub> (% An)	-	-	-	-	25,8
P <sub>l</sub> <sub>мод</sub> (% An)	-	-	-	-	42,7

слагают четко выраженную канву — каркас, в ячейках которого развиты микропегматитовые сростки кварца и калишпата. В наиболее основных мелкозернистых разностях в ячейках каркаса могут наблюдаться сферолитовые образования и даже кислое стекло [9]. Структуры подобного рода удачно названы О.Б. Селянгиным каркасными.

Другая характерная особенность гранитоидных включений данной группы — непрерывная зональность полевых шпатов. Особенно наглядно проявлена она в наиболее кислых разностях пород с микропегматитовой структурой основной массы. Состав полевых шпатов в этих породах практически непрерывно изменяется от андезина или даже лабрадора в ядрах кристаллов плагиоклаза через олигоклаз (8–20) по периферии зерен до типичного щелочного K-Na-полевого шпата в микропегматитовых сростках основной массы. Это непрерывное изменение состава полевых шпатов отчетливо фиксируется по величине угла оптических осей. Андезин ядер имеет  $(-)\cdot 2V = 70\text{--}80^\circ$ , олигоклаз промежуточных зон  $(-)\cdot 2V = 58\text{--}62^\circ$ , олигоклаз мантии  $(-)\cdot 2V = 45\text{--}57^\circ$ , щелочной полевой шпат микропегматитовых сростков  $(-)\cdot 2V = 35\text{--}43^\circ$ . Судя по знаку и величине угла оптических осей, все полевые шпаты принадлежат к высокотемпературной модификации [10].

Вариации составов плагиоклазов в отдельных петрографических разностях пород велики и обычно не опускаются ниже 35–40 номеров. Массовые опре-

28	29	30	31	32	33
74,61	74,71	60,11	63,13	62,88	64,20
0,21	0,25	0,76	0,56	0,39	0,66
13,37	12,83	16,08	15,50	17,67	15,57
1,62	0,73	2,04	2,03	0,72	2,20
0,72	1,44	5,03	3,34	2,36	2,67
0,06	0,06	0,14	0,12	0,06	0,12
0,22	0,22	2,71	2,42	1,28	2,38
1,82	2,02	6,17	5,16	4,54	4,98
4,66	4,32	3,35	3,44	4,94	3,81
2,14	2,47	1,90	2,35	1,80	1,73
-	-	-	0,26	0,56	0,42
-	-	-	1,24	2,13	1,00
0,02	0,02	0,24	0,20	0,14	0,17
-	-	-	0,42	-	-
0,26	0,62	0,50	-	-	-
99,71	99,69	99,80	100,17	99,47	99,91
-	17,5	-	-	31,9	37,6
-	42,7	-	-	37,6	45,2

деления составов плагиоклазов на федоровском столике и по удельному весу на приборе ТГП-1 (количество замеров в каждом случае не менее 50–70) показывают, что средние составы плагиоклазов остаются достаточно кальциевыми и достигают для гранитов  $An_{35-43}$ , для гранодиоритов–тоналитов  $An_{40-47}$ , для диоритов  $An_{48-52}$ . Разница между средними модальными и нормативными составами плагиоклазов для кислых пород лежит в пределах  $An_{15-20}$ , а для средних –  $An_{8-12}$ .

Любопытная морфологическая особенность плагиоклазов включений – наличие сложных крестовидных и Т-образных сростков, особенно обильных во вкрапленниках мелкозернистых диоритовых разностей.

Темноцветные минералы во включениях представлены моноclinным и ромбическим пироксенами, амфиболом и биотитом (последние два минерала обычно встречаются в наиболее кислых разностях). В гранитах, адамелитах и гранодиоритах иногда в одном зерне можно наблюдать весь реакционный ряд темноцветных минералов: моноclinный пироксен замещается ромбическим, ромбический пироксен – амфиболом, а последний, в свою очередь, – биотитом. Однако чаще один или два минерала в этом ряду выпадают.

Широкое развитие микропегматитовых и микрографических структур, высокотемпературный оптический тип полевых шпатов, их непрерывная зональность, широкие вариации составов плагиоклазов, наличие сложных крестовид-

Таблица 1 (окончание)

Компоненты	34	35	36	37	38
SiO <sub>2</sub>	56,22	56,94	62,29	68,01	63,44
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,50	0,57	0,39	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,18	19,42	18,37	15,46	17,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,13	5,35	3,62	3,72	3,79
FeO	0,86	0,14	0,46	0,16	0,66
MnO	0,12	0,02	0,15	0,07	0,10
MgO	3,02	3,01	1,65	1,27	2,10
CaO	7,02	7,03	4,25	4,66	5,05
Na <sub>2</sub> O	4,86	4,78	4,54	4,19	4,75
K <sub>2</sub> O	1,47	1,58	1,89	1,61	1,32
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,42	0,20	0,84	0,19	0,37
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Нет	0,58	0,87	0,30	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,40	0,25	0,25	0,48
CO <sub>2</sub>	-	0,55	0,15	0,25	-
П.п.п.	-	-	-	-	-
Σ	100,19	100,59	99,90	100,53	100,25
Pl <sub>норм</sub> (% An)	-	38,4	33,9	32,7	-
Pl <sub>мод</sub> (% An)	-	41,6	-	36,1	-

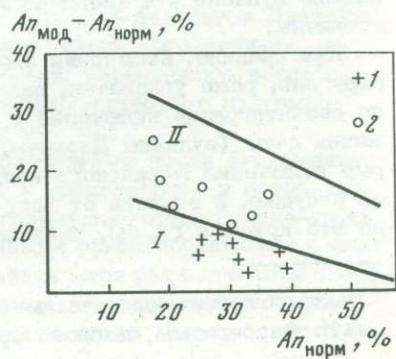
ных и Т-образных сростков плагиоклазов, незавершенность реакций в ряду темноцветных минералов, сохранение остаточного стекла в некоторых породах – все это указывает на образование рассмотренного типа включений за счет кристаллизации магмы в приповерхностных условиях. Об этом же свидетельствует положение фигуративных точек изученных пород на диаграмме (рис. 2), а также состав нормативного плагиоклаза – средний состав модального плагиоклаза [11].

Включения рассмотренного типа обычно представлены свежими разностями пород, в которых нацело отсутствуют вторичные изменения. И только в случаях интенсивного пирометаморфизма они могут быть метасоматически переработаны или даже частично расплавлены. При этом прямому плавлению в большей или меньшей степени подверглись все включения в базальтах и андезито-базальтах, тогда как включения в андезитовой и дайкитовой пирокластике могут быть как совершенно свежими, так и метасоматически измененными или частично плавленными.

Характерная особенность метасоматически измененных включений – пятнистая зональность плагиоклазов, выражаящаяся в развитии неправильных пятен олигоклаза по андезину и лабрадору. Пироксены в таких включениях

39	40	41	42	43	44
64,33	65,55	56,27	63,18	60,60	59,56
0,58	0,46	0,18	0,50	0,66	0,72
16,99	15,99	21,15	16,45	17,25	15,55
4,46	2,05	3,96	1,24	2,86	3,90
0,75	1,96	1,28	2,87	2,87	4,22
0,09	0,67	0,11	0,07	0,09	0,14
1,99	2,22	3,12	2,54	2,70	3,31
3,52	3,25	7,94	5,09	5,64	6,80
4,72	4,81	5,53	4,65	5,96	3,51
1,47	2,48	0,54	1,98	0,99	1,50
0,44	0,15	0,02	0,87	0,26	0,18
Нет	0,35	0,05	0,20	0,00	0,12
0,17	0,25	0,14	0,21	0,29	0,19
-	0,55	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
99,51	99,81	100,29	100,29	100,17	99,70
29,0	25,5	38,8	30,5	24,7	-
38,5	33,9	-	38,4	32,8	-

Рис. 2. Соотношение составов модального и нормативного плагиоклаза, гранитоидных включений глубинного (1) и субвулканического (2) облика. Поля плагиоклазов: I - гипабиссальных и более глубинных интрузивных пород, II - эффузивов и малоглубинных интрузий [11]



в большей или меньшей степени замещены тонкозернистым агрегатом слюдистых и рудных минералов, калиевый полевой шпат мутнеет. Резко увеличивается трещиноватость всех минералов. Перекристаллизация не характерна и проявлена весьма слабо. Сходные метасоматические изменения наблюдаются и для частично плавленых гранитоидов. Однако главное здесь образование большего или меньшего количества стекла. Стекло появляется прежде всего на границе зерен кварца и калиевого полевого шпата, кварца и кислых олигоклазовых кайм плагиоклаза. Поэтому в породах с микропегматитовыми структурами и широкими олигоклазовыми мангиями вокруг ядер плагиоклаза, проросшим кварцем, возникают сотовые структуры, в которых каждое включение кварца отделено от полевого шпата узкой каемкой стекла. Краевые зоны полевых шпатов пропитываются стеклом с образованием характерных ситовидных, губчатых, дактилоскопических структур. При увеличении степени плавления такие структуры захватывают зерна полевых шпатов (особенно калиевых полевых шпатов) целиком, в результате чего они приобретают мозаичный облик. Для пород с гипидиоморфнозернистой структурой более характерно округление зерен с образованием в них по трещинам жилок стекла.

Кварц остается чистым во все стадии плавления. Границы его со стеклом резкие, но неправильные, часто наблюдаются бухтообразные заливы стекла в зернах кварца. Нередко жилки стекла разбивают зерна кварца на отдельные изолированные участки с единым угасанием. Пироксены гранулируются, разбиваются по трещинам спайности на отдельные кристаллники-столбики, мутнеют и покрываются мелкой сыпью окислов железа. Моноклинные пироксены с краев нередко обрастают шестоватыми кристаллами гиперстена. Биотит и амфибол сначала в краевых зонах, а потом и целиком распадаются с образованием магнетита, пироксена и плагиоклаза. В ряде случаев стекло вокруг таких псевдоморф по биотиту, в отличие от стекла на границах кварц-калиевый полевой шпат-плагиоклаз, имеет отчетливый буроватый оттенок (кальдера Узон, вулкан Кихпиньч и др.). Судя по оптическим константам и данным приближенного анализа на электронном микрозонде JXA-5A, пироксен псевдоморф из частично плавленого гранитного включения вулкана Кихпиньч относится к клиногиперстену ( $Ng = 1,782 \pm 0,012$ ;  $Np = 1,749 \pm 0,010$ ;  $\bar{c}/Ng = 30-36$ ;  $SiO_2 = 45 \pm 7\%$ ;  $Al_2O_3 = 1,5 \pm 0,5\%$ ;  $FeO = 28 \pm 5\%$ ;  $MnO = 2 \pm 0,4\%$ ;  $MgO = 7 \pm 1\%$ ;  $CaO = 0,8 \pm 0,2\%$ ;  $Ti, Na, K < 0,5\%$ ), а магнетит обладает высокой титанистостью ( $17,5\% TiO_2$ ;  $Mg, Al, Mn < 0,5\%$ ).

### ГРАНИТОИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО ОБЛИКА

Включения этого типа найдены в базальтах Корякского вулкана [12], андезито-базальтовых лавах Дзензура, среди андезитовой пирокластики вулканов Шивелуч и Авачинского<sup>1</sup>, в экструзивных дацитах главного купола кальдеры Хангар и на Ильинском вулкане в базальтовых бомбах и вне видимой связи с вмещающими породами. При этом включения обильны только на Ильинском вулкане и в кальдере Хангар, во всех остальных случаях находки их единичны.

Как правило, включения плотно впаяны во вмещающие породы. Форма их округлая, реже угловатая, размеры от 1-2 до 15-25 см. Иногда наблюдаются дезинтеграция включений и вытягивание их в полосы по направлению движения лавы (вулканы Дзензур, Шивелуч). Особую группу составляют некоторые включения Ильинского вулкана, не связанные с вмещающими породами и не несущие, в отличие от всех прочих, даже корочки эфузивных пород. Обычно это крупные глыбы, имеющие вид окатанных галек и валунов размером

<sup>1</sup> Находки гранитоидных включений в пемзах Авачинского вулкана сделаны А.И. Фарберовым, любезно предоставившим свою коллекцию для просмотра.

до 0,5–0,7 м. Встречены они на склонах вулкана и даже в его кратере, где впервые их обнаружил С.А. Конради [13].

Состав включений изменяется от диоритов до тоналитов–гранодиоритов (см. табл. 1). Характерно, что породы гранитного состава среди включений этой группы встречаются крайне редко (вулкан Авачинский). Корреляции между составом включений и составом вмещающих пород не наблюдается. Так, включения гранодиорит–кварцевого диорита встречены в базальтах Корякского вулкана, андезито–базальтах Дзензура, андезитах Шивелуча и дакитах Хангара; включения основного диорита установлены в андезитах Шивелуча и дакитах Хангара. Особую группу составляют монцонитоподобные включения кварцевого монцонита–кварцевого сиенита, встреченные в дакитах вулкана Овальная Зимина (см. статью В.А. Ермакова с соавторами в наст. сб.).

Характер ассоциаций гранитоидных включений с другими типами включений может быть различен. Так, включения в лавах Дзензура вообще не сопровождаются никакими другими включениями. Ильинские включения ассоциируют с плавлеными включениями субвулканических гранитов и оливин–пироксен–анортитовыми включениями. На Корякском вулкане описаны (правда, не в базальтах, а в андезитах) включения перidotитов, а также многочисленные включения туфогенно–песчаных пород фундамента, некоторые из которых достаточно глубоко метаморфизованы и имеют плойчатые текстуры [14]. Наконец, хангарские гранитоидные включения сопровождаются включениями биотитовых пластигнейсов и биотит–гиперстен–амфиболовых габбро, а гранитоидные включения Шивелуча и Авачи ассоциируют с широким набором включений метаморфических и в разной степени метаморфизованных основных и ультраосновных интрузивных пород.

Таким образом, среди гранитоидных включений данного типа можно выделить две подгруппы: одну (вулканы Корякский, Авачинский, Шивелуч, Хангар), в которой гранитоидные включения ассоциируют с более или менее широко распространенными ксенолитами пород метаморфического фундамента, и другую (вулканы Ильинский, Дзензур), в ассоциации с которой ксенолиты пород фундамента не встречены. Включения указанных подгрупп отличаются и по ряду петрографических признаков.

Гранитоидные включения, не ассоциирующие с ксенолитами пород фундамента, имеют состав вкварцевого диорита – гранодиорита и состоят из плагиоклаза (50–55%), кварца (10–20%), калиевого полевого шпата (5–15%) и темноцветных минералов (20–30%), представленных моноклинным пироксеном, амфиболом и биотитом. Породы характеризуются равномерно зернистыми, реже слабо порфировидными структурами. Однако плагиоклаз в них интенсивно зонален.  $An_{30-70}$  с осциллярной или прямой зональностью. Несмотря на это, средний модальный состав плагиоклаза отличается от нормативного не более чем на  $An_{6-8}$ , и по этому признаку включения попадают в поле гипабиссальных пород (см. рис. 2).

Включения в базальтовых бомбах Ильинского вулкана подверглись заметно термальному метаморфизму, обусловившему частичное разложение темноцветных минералов и появление вторичного стекла. Еще более интенсивно проявился процесс пирометаморфизма во включении андезито–базальтов Дзензура. Напротив, крупные "окатанные" глыбы гранитоидов Ильинского вулкана, не несущие корочки эфузивов, не имеют никаких следов термального воздействия и характеризуются широким развитием вторичных минералов по темноцветным (актинолит, хлорит, эпидот).

Гранитоидные включения, ассоциирующие с ксенолитами пород фундамента, имеют состав лейкократового основного диорита – гранодиорита и очень редко гранита. Характерны равномерно зернистые (гнеймущественно средне–крупнозернистые) структуры пород с нередко проявленными ориентированными и даже гнейсоватыми текстурами, вследствие чего по крайней мере ряд включений имеет облик пластигнейсов. Как правило, породы (за исключением гранитов) содержат весьма незначительное количество калиевого полевого шпата, чаще он просто отсутствует, тогда как содержание кварца (в породах с  $SiO_2 = 62-68\%$ ) обильно.

Следовательно, по особенностям минералогического состава среднекислые члены этого ряда включений можно скорей классифицировать как тоналиты, чем как гранодиориты. Содержание темноцветных минералов в диоритах не превышает 30%, а в более кислых породах – 20–25%. Представлены они биотитом и амфиболом (Хангар), амфиболом и ортопироксеном (Шивелуч), ортопироксеном (Корякский). Характерно повсеместное присутствие в породах крупных кристаллов акцессорного апатита.

Плагиоклаз включений весьма слабо зонален, причем чем кислее порода, тем слабей проявленна зональность. В тех случаях, когда зональность наблюдается, она обычно прямая. Осциллярная зональность крайне редка. Характерно, что наряду с обычными двойниками по альбит–карлсбадской триаде широко проявлены и периклиновые двойники. Вариации составов плагиоклаза в породах одинаковой основности не превышают 15–25%, распределение составов с одним четко выраженным максимумом.

По данным массового определения, средний модальный состав плагиоклаза в гранодиоритах–тоналитах составляет  $An_{30-35}$ , в основных диоритах –  $An_{42-48}$  (см. табл. 1). Сходные данные получены при валовом химическом анализе плагиоклаза из кварцевых диоритов Корякского вулкана –  $An_{38}$  [12]. Разница между средним модальным и нормативным составом плагиоклаза не превышает 6–8%, и поэтому признаку включения попадают в поле гипабиссальных и более глубинных пород.

Все изученные включения этой группы (за исключением гранитоидных глыб Ильинского вулкана и некоторых гранитов Авачинского вулкана) подверглись более или менее интенсивному термометаморфизму. При этом для включений в базальтах и андезито–базальтах характерно прямое пирометаморфическое плавление (вулканы Дзензур, Корякский), тогда как включения в андезитах и дацитах могут быть как частично плавлеными, так и перекристаллизованными (вулкан Хангар, Шивелуч).

В случае прямого пирометаморфического плавления характер наблюдающихся морфологических изменений структур пород несколько отличается от такого при плавлении включений приповерхностных гранитоидов. При появлении в породах заметного количества стекла (расплава) углы кристаллов плагиоклаза слаживаются и они, как зерна кварца, приобретают округлый облик. Дактилоскопические структуры плагиоклазов также проявляются, но они не столь обильны. Темноцветные минералы (биотит, амфибол, моноклинный пироксен) хотя и распадаются в краевых зонах на агрегат магнетита, ромбического пироксена и плагиоклаза, однако сохраняют форму зерен и нередко в центральных частях изменены слабо. Кристаллы ромбического пироксена при плавлении также могут округляться. В ряде случаев отмечаются зонки перекристаллизации (Хангар), появление которых предшествовало плавлению. Морфология плавленых включений гранитоидов глубинного и субвулканического облика может быть обусловлена различием в содержании щелочного полевого шпата и структурах исходных пород в первую очередь – отсутствием микропегматита в включениях глубинных гранитоидов.

В перекристаллизованных включениях породы преобразованы в мелкозернистый кварц–полевошпатовый агрегат со слюдой, амфиболом, рудным минералом и пироксеном и приобретают роговиковый облик. В мелкозернистой массе встречаются отдельные реликты крупных зерен кварца и плагиоклаза, а также дезинтегрированные реликты темноцветных минералов, замещенные слюдисто–магнетитовым или амфибол–магнетитовым агрегатом с полевым шпатом и пироксеном. В слабо гранулированных образцах темноцветные минералы обычно полностью замещены, но сохраняют форму первичных кристаллов. Полевые шпаты содержат многочисленные мельчайшие включения рудного минерала и бурой слюды. Почти все кристаллы плагиоклаза приобретают решетчатый вид за счёт широкого развития тонких альбитовых и периклиновых двойников. На отдельных участках зерна плагиоклаза замещаются тонкозернистым роговиковым агрегатом. Весьма характерна пятнистая зональность плагиоклаза с развитием неправильных выделений олигоклаза. Судя по оптическим данным, реликтовые плагиоклазы перекристаллизованных включений характеризуются не-

упорядоченным структурным состоянием. Реликтовые полевые шпаты и кварц интенсивно трещиноваты.

Иногда наблюдаются зонально построенные включения, внешние зоны которых почти целиком перекристаллизованы, тогда как во внутренних перекристаллизация только начинается. Любопытно, что в таком зональном перекристаллизованном включении из дайотов главного купола кальдеры Хангар внешняя зона заметно более основная по составу и даже более основная, чем вмещающий дайт (см. табл. 1). Похоже, что в этом случае фиксируется своеобразная зона базификации, предшествующей плавлению.

На отдельных участках в зонах перекристаллизации появляются линзочки и пятна бесцветного или буроватого стекла иногда с очень тонкими новообразованиями игольчатых пироксенов (?). При дальнейшем увеличении степени переработки интенсивно перекристаллизованные включения начинают активно плавиться. При этом образуются породы эфузивного облика, состоящие из стекловатой основной массы (стекла до 60%), в которую погружены реликты перекристаллизованных полевых шпатов, кварца и отдельные обломочки пород роговикового облика. Характерны обилие в стекле мельчайших обломочеков плагиоклаза и кварца, нерезкие "диффузные" границы их зерен, "запыленный" облик плагиоклазов, переполненных включениями рудного минерала и стекла, занозистые границы зерен реликтового плагиоклаза, округлые формы реликтового кварца и полная перекристаллизация темноцветных минералов, от которых остаются только неправильные пятна, сложенные агрегатом магнетита, пироксена, плагиоклаза, амфибола, иногда вместе с эпидотом. Наряду с реликтовыми минералами появляются и новообразованные, хорошо ограниченные микролиты плагиоклаза и пироксена.

### СОСТАВ СТЕКОЛ ИЗ ЧАСТИЧНО ПЛАВЛЕНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ГРАНИТОИДОВ И РТ-УСЛОВИЯ ПЛАВЛЕНИЯ

Гранитоидные включения, подвергшиеся интенсивному пиromетаморфизму, содержат то или иное количество стекла: от 3–5% во включениях с начальными признаками плавления до 60–75% в сильно плавленых образцах. При появлении достаточно большого количества пирометаморфического расплава он может отжиматься в трещины, фиксируясь в виде жилок и прёслоев стекла, разбивающих включения. Стекло включений может быть совершенно чистое, содержать новообразованные микролиты ромбического и моноклинного пироксена, а также плагиоклаза, дендриты рудного минерала вокруг реликтовых зерен магнетита или неправильные мелкие реликты первичного кварца и плагиоклаза. При раскристаллизации стекла включений образуются спонговидные сферолитовые или фельзосферолитовые агрегаты, представляющие собой тонкие прорастания кварца и полевого шпата. В шлифах стекла включений обычно бесцветные и только вблизи остатков разложенных зерен темноцветных минералов

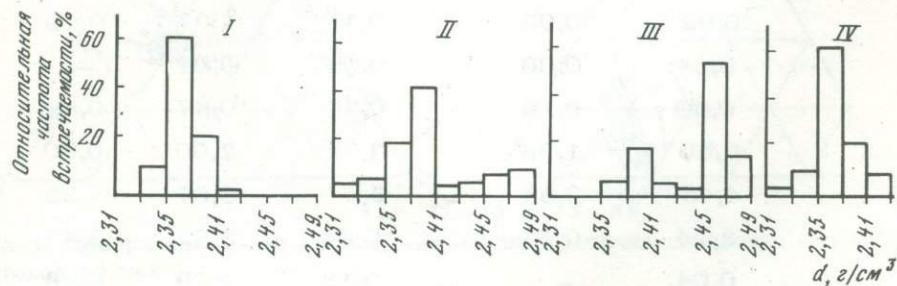


Рис. 3. Удельный вес стекол из частично плавленых гранитоидных включений

Обр. 5838/1: I – светлое стекло (47 замеров), II – промежуточное стекло (50 замеров), III – темное стекло (65 замеров); IV – обр. 5838 – темное стекло (66 замеров)

Таблица 2

Показатели преломления стекол из частично плавленых включений гранитоидов

№	Вулкан	Состав включения	Содержание SiO <sub>2</sub> во вклю- чении, вес. %	Показатель пре- ломления стекла, ± 0,002	Содержание SiO <sub>2</sub> в стекле по показателю преломления
1	Корякский	Кварцевый диорит	62,9	1,517	66,5
2	Дзэнэур	То же	64,2	1,499	71,5
3	Мутнов- ский	Гранодио- рит, квар- цевый дио- рит	-	1,502-1,507	69,0-70,5
4	Шивелуч	То же	63,2	1,500	71,0
5	Малый Се- мячик	Гранит	70,1	1,491	73,5
6	Ильинский	"	73,2-74,7	1,487-1,497	72,0-74,5
7	Кальдера Уэон	"	72,5-74,4	1,487-1,493	73,0-74,5
8	Академии наук	"	-	1,495-1,505	70,0-72,5

Примечание. 1 и 8 - [6, 12].

Таблица 3

Химический состав стекол и тугоплавких остатков из частично плавленых вклю-  
чений гранитоидов в четвертичных вулканических породах Камчатки, вес. %

Компоненты	Щ-845а	Щ-845а1	Щ-851о	7	8
SiO <sub>2</sub>	75,22	87,10	77,26	73,17	73,22
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,08	0,40	0,23	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,06	6,71	11,76	12,04	12,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,03	0,45	0,67	0,78	3,00
FeO	0,92	0,05	0,41	1,37	0,19
MnO	0,04	0,00	0,04	0,01	-
MgO	0,60	0,16	0,55	0,67	0,49
CaO	0,80	1,38	3,74	2,00	0,80
Na <sub>2</sub> O	4,45	2,56	3,54	3,87	4,25
K <sub>2</sub> O	3,74	0,77	0,24	3,52	3,47
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,04	-	0,12	0,79	0,28
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	0,00	0,00	0,84	0,73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,02	-	0,18	0,34
Σ	99,36	99,32	98,73	99,47	99,32

Таблица 3 (окончание)

Компоненты	1000	9	27	29	35
SiO <sub>2</sub>	75,04	75,81	72,36	74,22	71,79
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,40	0,56	0,35	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,53	11,75	12,13	12,39	14,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,33	1,02	1,61	0,94	1,58
FeO	0,69	0,82	2,00	1,51	0,17
MnO	0,08	0,04	Не опр.	0,07	0,01
MgO	0,09	0,74	0,81	0,46	0,80
CaO	1,03	0,30	2,52	1,14	3,48
Na <sub>2</sub> O	4,10	4,18	4,32	4,32	4,33
K <sub>2</sub> O	3,16	3,79	2,91	3,65	2,85
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,06	Не опр.	0,40	0,33
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,10	0,76	"	0,14	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,13	0,22	0,11	0,32
Σ	99,32	99,80	99,46	99,73	100,49

Примечание. Номера образцов 7, 8, 9, 27 и 35 соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 1, где представлены валовые составы пород. Вулкан Кихпиныч, образцы: Щ-845а - стекло из включения, Щ-845а1 - тугоплавкий остаток из того же образца, Щ-851б - тугоплавкий остаток из другого образца; обр. 1000 - кальдеры Узон, стекло из гранита конечной стадии плавления; обр. 35 - стекло из частично плавленого диорита, остальные - из частично плавленых гранитов.

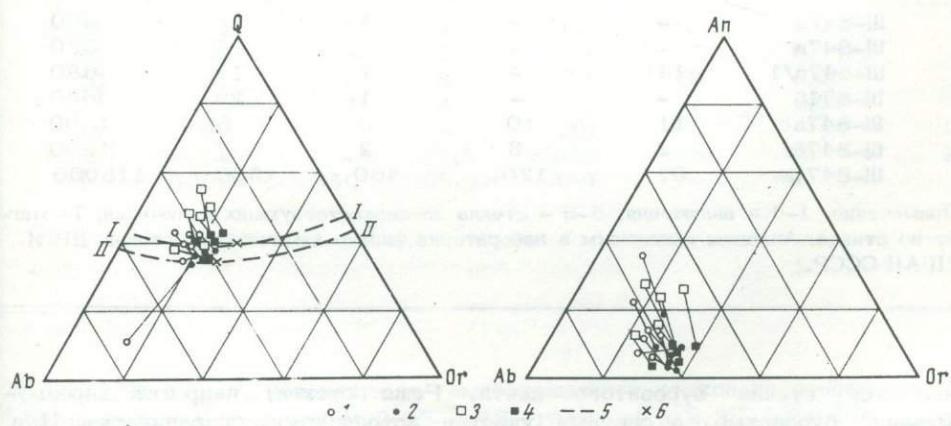


Рис. 4. Диаграммы Q-Ab-Or и Ab-An-Or для частично плавленых включений и стекол из них

1 - частично плавленые гранитоидные включения в камчатских вулканических породах; 2 - стекла из них; 3 - частично плавленые включения кислых осадочных и интрузивных пород [15]; 4 - стекла из них; 5 - положение граничных кривых при давлениях водяного пара 500 кг/см<sup>2</sup> (I-I) и 2000 кг/см<sup>2</sup> (II-II); 6 - положение эвтектических минимумов [16]

Таблица 4

Нормативный состав частично плавленых гранитоидных включений, стекол и туго

№	Компо-ненты	Ш-845а		Ш-851б		7		8	
		Остаток	Стекло	Остаток	Валовое содер-жание	Стекло	Валовое содер-жание	Стекло	
1	<i>Q</i>	69,6	32,9	47,6	29,5	32,5	35,9	34,0	
2	<i>Or</i>	4,5	21,7	1,1	17,2	20,6	16,7	20,1	
3	<i>Ab</i>	21,5	37,8	29,9	43,0	33,0	34,6	35,6	
4	<i>An</i>	5,7	2,2	15,9	3,9	5,0	7,2	2,2	
5	<i>Wo</i>	0,9	0,7	1,2	2,3	1,7	-	-	
6	<i>Fs</i>	-	0,5	-	0,3	1,4	0,3	-	
7	<i>En</i>	0,4	1,5	1,4	0,4	2,1	0,5	1,2	
8	<i>Mt</i>	-	1,4	0,2	0,8	0,6	1,9	-	
9	<i>Hm</i>	0,5	-	0,5	-	-	1,4	3,0	
10	<i>Il</i>	0,1	0,6	0,8	0,6	0,5	0,3	0,5	
11	<i>Ru</i>	-	-	-	-	-	-	0,6	
12	<i>Ap</i>	-	-	-	-	0,3	0,3	0,7	
13	<i>C</i>	-	-	-	-	-	0,6	0,7	
14	<i>Or</i>	4,7	23,5	1,4	19,2	23,9	19,2	22,3	
15	<i>Ab</i>	22,5	40,9	38,0	47,9	38,4	39,6	39,7	
16	<i>Q</i>	72,8	35,6	60,6	32,9	37,7	41,2	38,1	
17	<i>Or</i>	14,7	35,2	2,3	26,9	35,1	28,5	34,6	
18	<i>Ab</i>	70,0	61,3	63,8	67,0	56,3	59,1	61,5	
19	<i>An</i>	15,3	3,6	33,9	6,1	8,6	12,5	3,8	

Примечание. Номера образцов соответствуют таковым в табл. 1 и 3.  
1-13 - в вес. %, 14-19 - в мол. %

Таблица 5

Содержание элементов-примесей в гранитоидных включениях вулкана Кихпиньи,

№	Образец	Cr	Ni	Co	V	Ti
1	Ш-847а	-	-	1	7	300
2	Ш-847в	-	-	5	7	520
3	Ш-847в/1	14	-	7	13	680
4	Ш-851б	-	-	1	29	1680
5	Ш-847ас	11	10	3	6	1800
6	Ш-847бс	2	6	2	7	1200
7	Ш-847 ам	97	120	460	1500	175000

Примечание. 1-4 - включения; 5-6 - стекла из соответствующих включений; 7 - магнетит из стекла. Анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов ДВГИ ДВНИЦ АН СССР.

появляются стекла буроватого цвета. Реже стекла, напротив, преимущественно буроватые, а светлые участки встречаются спорадически. И в том, и в другом случае переход между стеклами разного цвета постепенный.

Статистическое изучение удельных весов (*d*) обломков стекол из проточной пробы частично плавленых гранитов Ильинского вулкана показало заметное различие величины *d* для разноокрашенных стекол (рис. 3). Максимальные значения *d* с модой 2,35-2,37 г/см<sup>3</sup> характерны для бесцветных или слабоокрашенных стекол, промежуточные стекла характеризуются модой

плавких остатков из них

1000	9		27		29		36	
Стекло	Валовое содержание	Стекло						
37,2	34,5	35,6	34,2	30,9	35,4	33,3	6,5	28,6
18,4	14,5	22,3	10,6	17,2	14,5	21,1	8,9	16,7
34,6	38,8	35,6	36,2	36,2	36,2	36,2	39,8	36,7
4,2	6,7	0,6	13,4	5,3	8,3	4,2	27,3	12,2
-	-	-	0,2	2,7	0,7	0,2	2,1	1,3
0,3	0,5	-	1,3	1,3	1,8	1,4	-	-
0,3	0,6	1,8	1,4	2,0	0,5	1,2	7,4	2,0
1,9	1,6	1,4	1,4	2,3	1,0	1,4	-	-
1,3	-	-	-	-	-	-	5,4	1,5
0,1	0,3	0,8	0,8	1,2	0,5	0,8	0,3	0,3
-	-	-	-	-	-	-	1,3	-
0,3	-	0,3	0,3	0,3	-	0,3	-	-
0,9	0,2	0,5	-	-	-	-	-	-
20,4	16,3	23,8	13,1	20,5	16,8	23,3	16,1	20,4
38,4	44,9	38,1	44,7	42,9	42,1	39,9	72,1	44,8
41,2	38,8	38,1	42,2	36,6	41,1	36,8	11,8	34,8
32,2	23,8	38,1	17,6	29,4	24,5	34,3	11,7	25,4
60,5	65,3	60,9	60,2	61,6	61,3	58,8	52,4	55,9
7,3	10,9	1,0	22,2	9,0	14,1	6,8	35,9	18,7

$n \cdot 10^{-4} \%$

Pb	Zn	Cu	Sn	Zr	Ga	Ag	Sc
1	11	5	4	60	12	0,004	-
11	19	5	5	54	17	0,04	-
10	21	5	6	54	16	0,04	-
1	32	4	4	52	11	0,01	-
24	60	-	4	230	20	-	15
5	-	-	2,5	150	18	-	11
17	6300	550	55	360	-	-	-

2,37–2,39 г/см<sup>3</sup>, наконец, для темноокрашенных стекол распределение  $d$  бимодально с максимумами 2,43–2,45 (главный) и 2,37–2,39 г/см<sup>3</sup> (второстепенный). Показатели преломления разноокрашенных стекол из этой пробы также различны, причем между крайними значениями наблюдаются все переходы в зависимости от густоты окраски – бесцветное стекло –  $N = 1,487 - 1,489$ , слабоокрашенное буроватое стекло – 1,490–1,491, бурое стекло –  $N = 1,493 - 1,494$ , темно–бурое до черного стекло –  $N = 1,496 - 1,497$ . Сходные вариации в величинах показателей преломления для разноокрашенных стекол наблюдаются и для плавленых гранитов с вулкана Кихпиньч, где темное

Таблица 6

Температура плавления гранитоидных включений в вулканических породах

Местонахождение включения	Петрографический состав включения	Содержание $\text{SiO}_2$ во включении, %	Содержание стекла во включении, об. %
Булкан Кихпиньч	Гранит	74,78	70
Вулкан Малый Семячик	Адамелит, переплавленный в пемзэу	70,12	95
Вулкан Хангар	Диорит	56,94	38
Кальдеры Узон	Гранит	73,22	40
Калифорния [17]	Гранодиорит	69,26	42

стекло, сильно уступающее по количеству светлому, встречается только вблизи остатков темноцветных минералов.

Приведенные данные указывают, по-видимому, на то, что полная гомогенизация расплавов, возникающих при частичном плавлении гранитоидных включений, не достигается даже когда количество расплавов составляет 40–50% объема породы, подвергшейся пирометаморфизму. Однако полученные панные носят качественный характер и нуждаются в проверке с помощью микросонда.

В породах с более высокими содержаниями стекла оно более однородно по цвету и удельному весу. Так, в протолочной пробе из частично плавленого гранита Ильинского вулкана с содержанием стекла 60–75% модальное значение  $d = 2,35\text{--}2,37 \text{ г}/\text{см}^3$  при вариациях величины  $d$  от 2,33 до  $2,41 \text{ г}/\text{см}^3$  (см. рис. 3, IV). Еще более однородно стекло из протолочной пробы аналогичного гранита кальдеры Узон, где интервал значений  $d$  лежит в пределах менее  $0,01 \text{ г}/\text{см}^3$  ( $2,436\text{--}2,443 \text{ г}/\text{см}^3$ ) и темноокрашенное стекло практически не отличается по удельному весу от светлого стекла.

Показатели преломления стекол из частично плавленых включений гранитоидов в большинстве случаев лежат в пределах 1,487–1,507 и только для одного образца достигают 1,517 (табл. 2).

Низкие показатели преломления стекол во включениях кварцевых диоритов-гранодиоритов, соответствующие значительно более кислым разностям (см. табл. 2), чем валовой состав включений, гранитный (по данным химического анализа) состав стекла из плавленого диоритового включения кальдеры Хангар (табл. 3), а также изложенные в предыдущих разделах морфологические наблюдения над частично плавлеными включениями определенно свидетельствуют о селективном характере пирометаморфического плавления. Последнее подтверждается также при анализе литературного материала по составу стекол из частично плавленых включений средних и кислых осадочных и интрузивных пород [15].

Сравнение валовых составов включений и стекол из них на диаграмме  $Ab-Or-Q$  (рис. 4) показывает, что состав выплавляющихся жидкостей независимо от положения фигуративной точки включения в том или ином поче диаграммы смещается в сторону эвтектоидных расплавов при давлении водяного пара от 500 до  $2000 \text{ кг}/\text{см}^2$  [16].

Таким образом, состав реликтовых кристаллических фаз и кристаллических фаз, в первую очередь переходящих в расплав, определяется составом включений, подвергшихся плавлению. Так, в относительно бедных кремнеземом включениях кварц переходит в расплав одним из первых, однако в сильно кремне-

Состав вмещающих пород	Фациальная принадлежность вмещающей породы	Температура плавления включения, °C		
		Сухие условия	$P_{H_2O} = 0,5$ кбар	$P_{H_2O} = 1$ кбар
Базальт	Шлак	1019	967	909
Андезито-базальт	Вулканическая бомба	938	898	846
Дацит	Экструзионный купол	906	867	809
"	Пемзо-пирокластические отложения	850	814	724
Андезит	Некк	857	811	718

земистых породах кварц сохраняется как реликтовая фаза. Вследствие высокой натрогости изученных гранитоидных включений стекла из них обогащаются  $Or$ -составляющей, тогда как содержание  $Ab$ -составляющей может даже убывать (табл. 4, см. рис. 4).

Содержание нормативного  $An$  как тугоплавкого компонента в стеклах заметно понижается по сравнению с валовым составом исходных пород. Однако содержания ряда других тугоплавких компонентов в стеклах при плавлении включений гранитного состава не только не уменьшаются, но могут даже возрастать. Это относится прежде всего к  $Mg$ ; аналогично ведут себя в ряде образцов  $Fe$ ,  $Ti$ ,  $P$ , а также  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Zr$  (см. табл. 3 – 5 [6]). Причины преимущественного перехода в расплав таких тугоплавких компонентов не ясны. Возможно, что здесь сказываются высокие температуры пирометаморфического плавления, а также участие легких вмещающих эфузивных расплавов.

Температуры плавления гранитоидных включений можно приближенно оценить с помощью методики А.М. Кудо и Д.Ф. Уэйла [17]. Рассчитанные таким образом величины температур приведены в табл. 6. Анализ таблицы показывает, что рассчитанные температуры зависят от состава включений и от степени их расплавления, поскольку составы плавленых включений заметно отличаются от эвтектических; только значительно более высокие температуры, чем температуры выплавления эвтектики (при данном давлении) могут обеспечить дальнейшее увеличение количества расплава за счет плавления съерхэвтектических фаз [18].

Образовавшиеся в результате пирометаморфизма расплавы плохо смешиваются с расплавами, за счет которых они генерированы, – границы большинства частично плавленых включений четкие. Однако в шлифах переход между стеклом включений и стеклом основной массы вмещающих пород хотя и быстрый, но в большинстве случаев нерезкий. На границе нередко образуется зонка стекла, промежуточная по цвету и показателю преломления. Толщина таких зонок не превышает 0,1 мм, так что взаимодиффузия элементов расплавов, действительно, невелика, однако присутствие таких зон может указывать на принципиальную возможность полного усвоения включений расплавами. В ряде случаев наблюдается механическое смешение материала плавленых включений с веществом содержащих их пород. Так, вблизи дезинтегрированного и вытянутого в полосы включения кварцевого лиорита в андезито-базальтовых лавах вулкана Дзензур наблюдаются реликтовые вкрапленники кварца и плагиоклаза, окруженные каемками чистого бесцветного стекла, аналогичного по составу стеклу включений. Порода вблизи включения за счет его контаминации материалом приобретает состав андезита [8].

## ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И ГЕОХИМИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ

Как уже неоднократно отмечалось, состав изученных гранитоидных включений изменяется от диоритов до гранитов (см. табл. 1). При этом граниты, весьма обильные среди включений субвулканического облика, редко встречаются в группе включений глубинного облика. Сходные же по основности включения двух указанных групп несколько различаются по содержаниям  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , в целом более высоким для разностей глубинного облика (рис. 5).

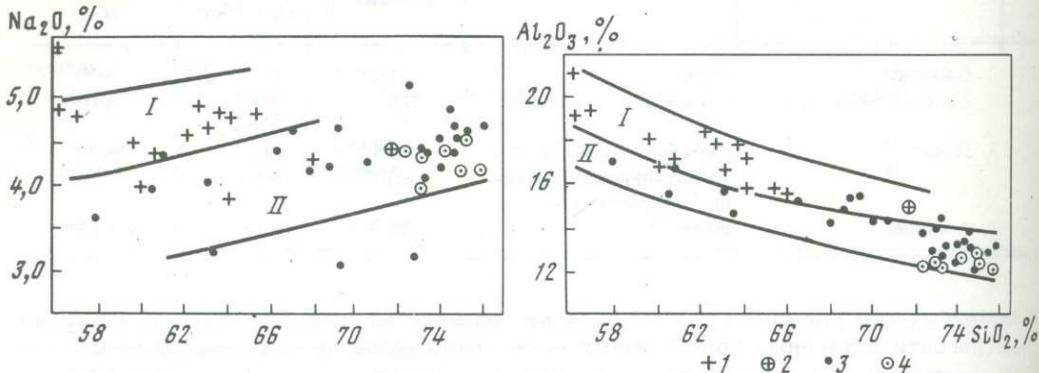


Рис. 5. Вариационные диаграммы  $\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$  для гранитоидных включений

1 - включения глубинного облика; 2 - стекла из них; 3 - включения субвулканического облика; 4 - стекла из них. Поля включений: I - глубинных, II - субвулканических

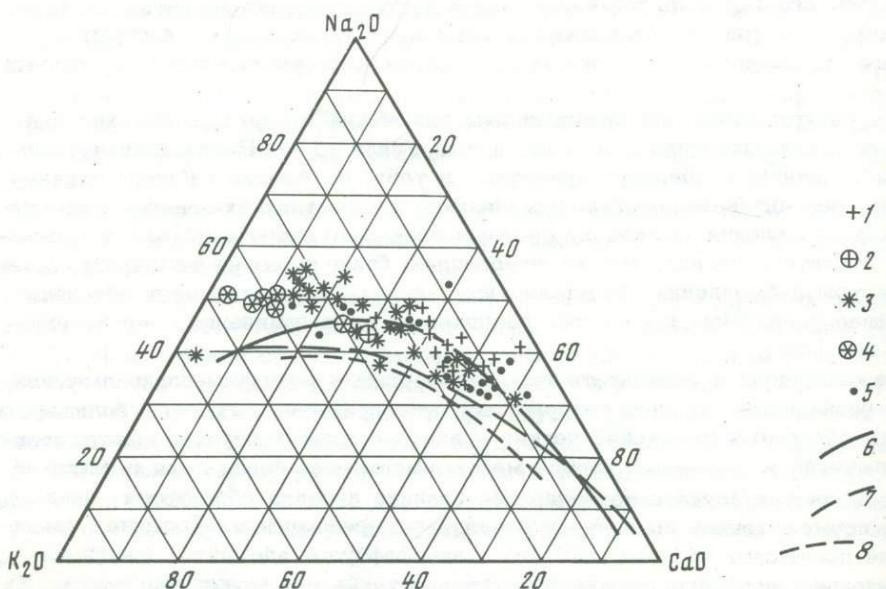


Рис. 6. Диаграмма  $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}$  для гранитоидных включений, четвертичных эфузивов и гранитоидных интрузивных образований различного возраста

1 - гранитоидные включения глубинного облика; 2 - стекла из них; 3 - гранитоидные включения субвулканического облика; 4 - стекла из них; 5 - четвертичные эфузивы; вариационные кривые [20] для пород: 6 - формации габбро-плагиогранитов ( $\text{K}_2-\text{P}$ ); 7 - формации габбро-гранодиоритов ( $\text{N}_1$ ), 8 - интрузивной фации формации гранодиорит-порфиров-дацитов ( $\text{N}_2-\text{Q}_1$ )

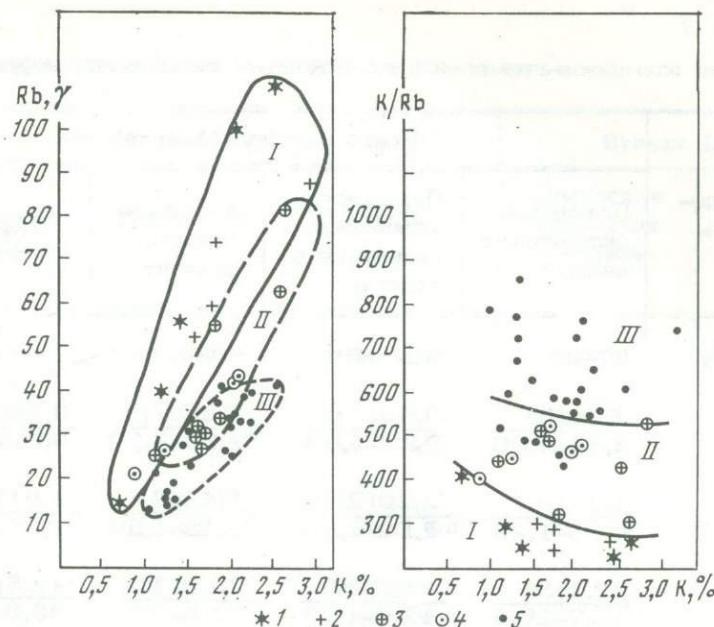


Рис. 7. Соотношение К и Rb в гранитоидных включениях и интрузивных породах различного возраста

Возраст интрузивных гранитоидов: 1 - PZ - MZ (?), 2 -  $K_2$  - P, 3 - N; гранитоидные включения: 4 - глубинного и 5 - субвулканического облика. Поля: I - интрузивных гранитоидов донеогенового возраста, II - неогеновых гранитоидов, III - преимущественного распространения включений гранитоидов субвулканического облика

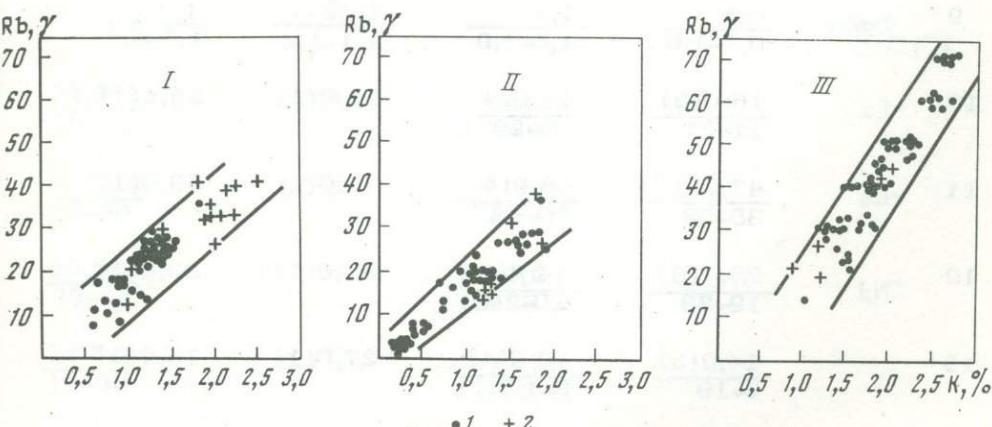


Рис. 8. Соотношение Rb и K в вулканических породах и гранитоидных включениях

1 - лавы; 2 - гранитоидные включения. Вулканы: I - Карымский (использованы опубликованные данные [2, 3]), II - Малый Семячик, III - Кальдера Хангар

Таблица 7

Содержание элементов-примесей в гранитоидных включениях, эфузивных и

интрузивных породах некоторых районов Камчатки

№	Компо-ненты	Район кальдеры Хангар			
		Плавленые включения в дашитах	Перекристаллизованные включения в дашитах	Андезито-дациты вулкана	Дашиты вулкана
1	SiO <sub>2</sub>	57-64	62-68	60-64	64-69
2	Na	<u>3,71(3)</u> 3,64-4,00	<u>3,43(2)</u> 3,42-3,43	<u>3,02(7)</u> 2,95-3,50	<u>3,29(9)</u> 3,02-3,60
3	K	<u>1,11(3)</u> 0,88-1,22	<u>2,20(2)</u> 2,00-2,40	<u>1,49(7)</u> 1,43-1,57	<u>1,91(9)</u> 1,77-2,00
4	Rb	<u>22,1(3)</u> 18,7-26,6	<u>42,7(2)</u> 42,0-43,5	<u>29,0(7)</u> 21,8-40	<u>42,5(9)</u> 33,0-46,0
5	Li	<u>20,6(3)</u> 12,2-25,5	<u>21,1(2)</u> 21,1-21,2	<u>13,0(7)</u> 8-15	<u>14,6(9)</u> 12,2-17,3
6	K/Rb	<u>500</u> 410-650	<u>475</u> 470-480	<u>515</u> 375-666	<u>450</u> 433-536
7	Ba	<u>800(3)</u> 680-930	<u>1070(4)</u> 870-1400	<u>610(6)</u> 460-690	<u>760(5)</u> 630-580
8	Sr	<u>1000(3)</u> 860-1200	<u>700</u> 460-1000	<u>370(6)</u> 320-430	<u>400</u> 320-480
9	Ba/Sr	<u>0,8</u> 0,7-1,0	<u>1,5</u> 1,4-1,9	<u>1,65</u> 1,1-1,2	<u>1,9</u> 1,5-2,7
10	La	<u>16,0(3)</u> 11-21	<u>21,0(4)</u> 16-28	<u>19,0(1)</u>	<u>25,0(1)</u>
11	Ce	<u>47,7(3)</u> 35-58	<u>48,2(4)</u> 40-68	<u>33,0(1)</u>	<u>55,0(1)</u>
12	Nd	<u>25,7(3)</u> 19-33	<u>24(4)</u> 20-28	<u>31,0(1)</u>	<u>33,0(1)</u>
13	Y	<u>14,0(3)</u> 9-19	<u>10,8(4)</u> 9-14	<u>27,0(1)</u>	<u>16,0(1)</u>
14	Yb	<u>1,9(3)</u> 1,4-2,6	<u>1,6(4)</u> 1,4-1,9	<u>4,6(1)</u>	<u>3,21)</u>
15	La/Y	1,1	1,9	0,7	1,6
16	Ce/Y	3,4	4,5	1,2	3,4
17	La/Yb	8,4	13,1	4,1	7,8

	Район кальдеры Хангар			Вулкан Шивелуч	
	Гранитоиды (PZ - MZ)	Гранитоиды (K <sub>2</sub> - P)	Гранитоиды (N <sub>1</sub> )	Плавленые включения в андезитах	Андезиты
	67-69	64-68	65-66	63,2	58-60
	<u>2,82(4)</u> 2,57-3,28	<u>3,15(2)</u> 2,82-3,37	<u>3,26(3)</u> 3,07-3,72	3,82(1)	<u>3,36(6)</u> 3,05-3,87
	<u>1,88(4)</u> 1,54-2,40	<u>1,84(2)</u> 1,20-2,48	<u>1,70(3)</u> 1,62-1,84	1,72(1)	<u>1,17(6)</u> 0,98-1,35
	<u>68,9(4)</u> 51,7-88,3	<u>75(2)</u> 40-110	<u>30,6(3)</u> 26,6-36,8	34,7(1)	<u>17,8(4)</u> 14-20,4
	<u>52,0(4)</u> 37,6-82,0	<u>20,5(2)</u> 13-28	<u>17,5(3)</u> 13-20	10,1(1)	<u>14,2(4)</u> 12-15
	<u>270</u> 240-300	<u>245</u> 225-300	<u>555</u> 515-620	495	<u>740</u> 610-950
	-	-	-	-	<u>580(10)</u> 480-760
	-	-	-	-	<u>595(10)</u> 440-1000
	-	-	-	-	<u>1,0</u> 0,8-1,3
	<u>31,5(2)</u> 19-44	13,0(1)	<u>16,0(2)</u> 12-20	-	-
	<u>59,0(2)</u> 35-83	44,0(1)	<u>35,0(2)</u> 26-44	-	-
	<u>35,5(2)</u> 25-46	17,0(1)	<u>26,0(2)</u> 15-37	-	-
	<u>21,5(2)</u> 11-32	7,9(1)	<u>12,0(2)</u> 12-12	-	-
	<u>3,8(2)</u> 1,9-5,7	1,4(1)	<u>2,3(2)</u> 2,1-2,5	-	-
	1,5	1,6	1,3	-	-
	2,7	5,6	2,9	-	-
	8,2	9,3	7,0	-	-

Таблица 7 (продолжение)

№	Компо-ненты	Вулкан Малый Семячик				Вулканы Крымский и Академии наук				
		Диоритовые включения в андезитах	Гранодиоритовые включения в андезитах	Андезиты	Даситы	Диоритовые включения в пемзах	Гранодиоритовые и гранитные включения в пемзах [2, 3]	Гранодиоритовые и гранитные включения в пемзах [2, 3]	Андезито-дациты совре-менных извержений в пемзах [2, 3]	Даситы [2, 3]
1	SiO <sub>2</sub>	58-60	62-63	57-60	63-66	59-61	65-72	65-72	61-63	54-66
2	Na	<u>3,16(5)</u> 3,12-3,20	<u>3,61(3)</u> 3,30-3,82	<u>3,09(5)</u> 2,59-3,86	<u>3,26(9)</u> 2,80-3,71	<u>2,83(2)</u> 2,68-2,97	<u>3,28(4)</u> 2,87-3,62	<u>2,82(9)</u> 2,27-3,28	-	<u>3,34(3)</u> 3,15-3,54
3	K	<u>1,29(5)</u> 1,20-1,30	<u>1,55(3)</u> 1,27-1,90	<u>1,30(5)</u> 1,07-1,50	<u>1,71(9)</u> 1,4-1,91	<u>1,23(2)</u> 1,00-1,47	<u>1,99(4)</u> 1,94-2,05	<u>2,12(9)</u> 1,42-3,15	1,30(7)	<u>1,41(3)</u> 1,29-1,55
4	Rb	<u>18(5)</u> 15-20	<u>25,7(3)</u> 16,0-38,3	<u>21,0(3)</u> 15,6-27,0	<u>2,78(9)</u> 24,3-37,4	<u>18,4(2)</u> 12,6-23,3	<u>31,4(4)</u> 26,2-33,3	<u>36,5(9)</u> 28,3-42,0	24,0(7)	<u>26,2(3)</u> 24,7-27,4
5	Li	<u>11(5)</u> 10-13	<u>1,3(5)</u> 6-22	<u>9,9(5)</u> 9,1-10,9	<u>11,9(9)</u> 9,5-19,0	<u>20,7(2)</u> 20,0-21,4	<u>15,2(4)</u> 11,6-22	<u>19,1(9)</u> 3,0-36,2	12,0(7)	<u>14,1(3)</u> 13,9-14,4
6	K/Rb	<u>715</u> 600-870	<u>640</u> 465-780	<u>620</u> 520-740	<u>615</u> 520-790	<u>715</u> 630-800	<u>641</u> 590-770	<u>570</u> 440-750	550	<u>540</u> 470-590
7	Ba	<u>545(3)</u> 500-590	<u>670(2)</u> 560-790	-	<u>630(5)</u> 600-720	<u>590(3)</u> 550-630	<u>840(3)</u> 750-890	-	650(1)	-
8	Sr	<u>305(3)</u> 300-310	<u>290(2)</u> 260-320	<u>352(4)</u> 276-400	<u>265(12)</u> 210-310	<u>370(3)</u> 300-410	<u>240(3)</u> 230-440	-	320(1)	-
9	Ba/Sr	<u>1,8</u> 1,6-2,0	<u>2,3</u> 1,9-2,8	-	<u>2,4</u> 2,1-2,9	<u>1,6</u> 1,3-2,0	<u>3,5</u> 3,3-3,7	-	2,0	-
10	La	<u>13,5(2)</u> 13-14	13,0(1)	<u>15,0(2)</u> 14-16	19,0(1)	<u>12,0(3)</u> 11-14	<u>16,7(3)</u> 15-18	-	20,0(1)	-
11	Ce	<u>37,0(2)</u> 30-44	35,0(1)	<u>33,0(2)</u> 33-33	43,0(1)	<u>38,7(3)</u> 32-36	<u>36,7(3)</u> 30-40	-	50,0(1)	-
12	Nd	<u>24,5(2)</u> 24-25	19,0(1)	<u>22,0(2)</u> 22-22	35,0(1)	<u>20,7(3)</u> 19-22	<u>20,3(3)</u> 14-28	-	39,0(1)	-
13	Y	<u>28,0(2)</u> 26-30	23,0(1)	<u>24,5(2)</u> 24-25	31,0(1)	<u>19,0(3)</u> 17-20	<u>17,7(3)</u> 14-20	-	29,0(1)	-
14	Yb	<u>5,1(2)</u> 5,0-5,2	-	<u>4,6(2)</u> 4,6-4,6	6,3(1)	<u>3,2(3)</u> 2,8-3,6	<u>3,4(3)</u> 2,5-4,5	-	4,8(1)	-
15	La/Y	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,9	-	0,7	-
16	Ce/Y	1,3	1,5	1,3	1,4	2,0	2,1	-	1,7	-
17	La/Yb	2,6	-	3,3	3,0	3,7	4,9	-	4,2	-

Таблица 7 (окончание).

№	Компо-ненты	Vосточная Кам-чатка, р. Авача	Вулкан Ильинский	
		Гранодиориты (N <sub>1</sub> )	Включение гранитов в пемзах	Андезито-даци- товые пемзы
1	SiO <sub>2</sub>	63-67	73-75	61-63
2	Na	<u>3,21(2)</u> 3,02-3,40	<u>3,28(3)</u> 3,20-3,45	<u>3,19(4)</u> 3,00-3,38
3	K	<u>2,67(2)</u> 2,52-2,82	<u>2,09(3)</u> 1,78-2,42	<u>1,07(4)</u> 0,94-1,14
4	Rb	<u>57,5(2)</u> 52,5-62,5	-	<u>16,4(4)</u> 13,5-18,0
5	Li	<u>9,2(2)</u> 5,9-12,4	-	<u>12,5(4)</u> 22,8-14,0
6	K/Rb	<u>465</u> <u>432-536</u>	-	660
7	Ba	-	<u>680(3)</u> 600-720	<u>440(4)</u> 400-490
8	Sr	-	<u>180(3)</u> 150-230	<u>295(4)</u> 280-320
9	Ba/Sr	-	3,8	1,5
10	La	<u>26,0(2)</u> 22-30	<u>16,7(3)</u> 15-18	<u>9,5(4)</u> 8-11
11	Ce	<u>53,0(2)</u> 46-60	<u>34(3)</u> 30-37	<u>30(4)</u> 30-30
12	Nd	<u>26,0(2)</u> 25-27	<u>19,7(3)</u> 15-24	<u>19,8(4)</u> 18-22
13	Y	<u>18,5(2)</u> 17-20	<u>16,7(3)</u> 14-18	<u>22,0(4)</u> 20-23
14	Yb	<u>3,6(2)</u> 3,6-3,6	<u>2,7(3)</u> 2,4-3,2	<u>3,7(4)</u> 3,4-4,1
15	La/Y	1,4	1,0	0,4
16	Ce/Y	2,9	2,0	1,4
17	La/Yb	7,2	6,2	2,6

#### Примечание к табл. 7.

В числителе — среднее содержание элемента, в скобках указано количество анализированных образцов; в знаменателе — вариации содержания элемента в частных анализах. Содержание  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$  — в %, микроэлементов — в частях млн. Анализы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР. Содержание  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$  и РЗЭ определено спектральным методом, содержание  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Li}$  — методом пламенной фотометрии.

Вместе с тем на диаграмме  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  (рис. 6) все включения дают единый рой точек, практически совпадающий с роем точек для среднекислых четвертичных эфузивов Камчатки [19]. Сравнение с помощью этой диаграммы гранитоидных включений с дочетвертичными интрузивными гранитоидами Камчатки [20] показывает, что включения стоят ближе всего к породам наиболее натровой из верхнемеловых — третичных гранитоидных формаций — формации габбро-плагиогранитов — и заметно отличаются от пород других формаций. Фигуративные точки включений концентрируются вокруг вариационной линии для пород формации габбро-плагиогранитов, однако в кислой (гранитной) части все же отклоняются в сторону, еще более натровых разностей.

Таким образом, по высокому содержанию натрия гранитоидные включения близки и к четвертичным эфузивам, и к породам донеогенового фундамента (заметим, что гранито-гнейсы метаморфического фундамента Камчатки также отличаются высокой натровостью). Необходимо подчеркнуть, что степень переработки включений не влияет на положение фигуративных точек, и частично плавленые, перекристаллизованные включения дают единый рой. Можно думать, что соотношения  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$  в неизмененных, и в преобразованных включениях близки к исходным.

В табл. 7 приведены данные по содержаниям редких и рассеянных элементов во включениях, вулканических породах, а также интрузивных породах фундамента ряда районов Камчатки. Как следует из табл. 7, а также рис. 7, включения гранитоидов глубинного облика заметно отличаются от включений субвулканического облика меньшей величиной  $\text{K}/\text{Rb}$ -отношений и более высокими значениями  $\text{La}/\text{Y}$ -,  $\text{Ce}/\text{Y}$ - и  $\text{La}/\text{Yb}$ -отношений. Вместе с тем по всем этим параметрам включения близки к эфузивам соответствующих вулканов. Последнее наглядно представлено на графиках соотношения  $\text{Rb}$  и  $\text{K}$  (рис. 8), где вулканические породы и породы включений дают единые рои точек. Сравнение с интрузивными породами дочетвертичного фундамента показывает, что все включения сильно отличаются от донеогеновых интрузивных пород. Однако включения глубинного облика по указанным параметрам близки к неогеновым гранитоидам Камчатки, тогда как подавляющее большинство включений субвулканических гранитоидов отличается даже от последних заметной обедненностью редкоэлементного состава.

Следует заметить, что если анализированные в отношении редких элементов включения гранитоидов глубинного облика в большей или меньшей степени подверглись пирометаморфическому воздействию эфузивных расплавов, перекристаллизованы или подплавлены, то анализированные включения гранитоидов субвулканического облика не изменены и лишь в отдельных случаях подверглись слабой метасоматической переработке.

#### ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ГРАНИТОИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

При объяснении генезиса включений необходимо обсудить три возможных варианта: 1) включения — обломки пород дочетвертичного фундамента и генетически не связаны с вмещающими вулканиками; 2) включения — отторженцы субстрата, где генерировались средние и кислые расплавы и в этом отношении родственны им, 3) включения — продукты полной кристаллизации средне-

кислых эфузивных магм в приповерхностных условиях и прямо генетически связаны с ними.

Основой для определения петрогенетической принадлежности включений, по-видимому, должно быть сравнение структурных, петрографических, петро- и геохимических особенностей включений с соответствующими особенностями пород разновозрастных гранитоидных интрузий Камчатки, а также сравнение состава включений и состава вмещающих их вулканитов.

Так, судя по структурам пород, включения группы гранитоидов субвулканического облика могут быть сопоставлены только с малоглубинными интрузивными образованиями. Из числа последних на Камчатке известны гранитоиды  $N_2-Q_1$ -возраста (плутоническая фация формации гранодиорит-порфиродиоритов [21]) и гранитоиды  $N_1$ -возраста (приповерхностные интрузии формации габбро-гранодиоритов [22]). Однако высокая натривость гранитоидов включений резко отличает их от указанных интрузивных пород (см. рис. 6). Сходные же с включениями по роли натрия в группе щелочей гранитоиды формации габбро-плагиогранитов  $K_2-P$ -возраста не могут быть сопоставлены с ними из-за заведомо более глубинного облика. По содержанию редких и расеянных элементов и их соотношениям включения также сильно отличаются от интрузивных пород фундамента (см. табл. 7). Вместе с тем особенности химизма включений субвулканических гранитоидов сходны с таковыми вмещающими их вулканических пород (см. рис. 6, 8); более того, весьма сходен и редкоэлементный состав их, что еще ранее подчеркивалось Л.Л. Леоновой с соавторами [3]. Как уже отмечалось, наблюдается корреляция состава включений с составами пемзово-пирокластических отложений, в ассоциации с которыми подобные включения обычно встречаются (или в случае включений в базальтах – корреляция с составом пемзово-пирокластических отложений, предшествующих образованию базальтов). Характерны сонахождение включений гранитоидов субвулканического облика с оливин-пироксен-анортитовыми включениями и наличие в ряде случаев всех переходных разностей между ними [9].

Перечисленные данные показывают, что включения гранитоидов субвулканического облика не имеют аналогов среди плутонических гранитоидных комплексов Камчатки и могут, по-видимому, рассматриваться как продукты приповерхностной кристаллизации среднекислых эфузивных магм. Приуроченность подобных включений к пемзово-пирокластическим отложениям, связанным с образованием кальдер и воронок взрыва (или к поствзрывным базальтам), наличие для большей части таких кальдер отрицательных гравиметрических аномалий, интерпретируемых обычно как интрузии кислого состава, наличие существенного перерыва между стадией последовательных извержений и кальдерообразующей стадией жизни вулканов – все это может служить указанием места и времени образования пород, оторженцами которых являются наблюдавшиеся включения субвулканических гранитоидов. Сходная точка зрения неоднократно высказывалась ранее [1, 3, 23, 24].

Гранитоидные включения глубинного облика должны быть сопоставлены соответственно с гранитоидами больших фаций глубинности: гипабиссальными интрузиями формации габбро-гранодиоритов  $N_1$ -возраста, породами габбро-плагиогранитовой формации  $K_2-P$ -возраста либо гранито-гнейсами метаморфического комплекса.

Группа включений с интенсивно зональным плагиоклазом весьма напоминает по облику гранитоиды неогенового возраста. Наличие для включений этого типа с Ильинского вулкана широкого спектра вторичных минералов, не проявленного в лавах, определенно указывает на их ксеногенную природу. Более широко развитые включения диорит-тоналитового ряда со слабо зональным плагиоклазом по облику, минеральному составу и высокой натривости сходны с породами габбро-плагиогранитовой формации и плагиогнейсами метаморфического фундамента.

Характернейшая особенность включений этого типа – гнейсоватые текстуры, обычные и для сравниваемых интрузивных пород. Замечательна также ассо-

циация включений с ксенолитами пород метаморфического фундамента, не наблюдавшаяся для включений других типов. Все эти признаки как будто указывают, что источник включений — гранитоиды метаморфического комплекса и породы формации габбро-плагиогранитов, также преимущественно развитые в пределах метаморфического фундамента. Однако по содержанию ряда редких и рассеянных элементов и особенно по их соотношениям включения заметно отличаются от  $K_2-P$ - и  $rK_2$ -интрузивных пород и сопоставимы с неогеновыми гранитоидами (см. табл. 7 и рис. 7). В то же время, судя по структурным особенностям, а также крайне высокой натровости, включения не имеют с неогеновыми гранитоидами ничего общего.

Объяснить имеющее противоречие можно, по-видимому, только тем, что при термальной переработке, которой в той или иной мере подверглись анализированные включения, происходит избирательный вынос резких и рассеянных элементов, в первую очередь —  $Rb$  и легких РЗЭ (может быть, под влиянием летучих вмещающих расплавов). Высказанное предположение находит подтверждение в некоторых геолого-геохимических наблюдениях. Так, в литературе неоднократно описано обеднение  $Rb$  (и соответственно увеличение  $K/Rb$ -отношения) конечных продуктов кристаллизации гранитоидных магм — жильных aplитов и гранитов, что объясняется предпочтительным выносом  $Rb$  летучими [25].

Значительно более сложен вопрос: являются ли включения данной группы ксенолитами, случайно захваченными расплавами, или отторженцами субстрата, где генерировались средние и кислые эфузивные магмы. Решение этой проблемы требует обсуждения обширного комплекса данных о генезисе содержащих включения лав и поэтому выходит за рамки настоящей статьи. Отметим только, что приведенные данные по частично плавленым гранитоидным включениям показывают принципиальную возможность одного из способов образования кислых расплавов, а именно — за счет пирометаморфического воздействия основных и средних магм на породы гранитоидного состава. Однако масштабы этого процесса и его роль в глубинном петрогенезисе остаются неясными.

В связи с этим обращает на себя внимание наличие для ряда вулканических пород Камчатки резко неравновесных ассоциаций вкрапленников: кварца и магнезиального ( $Fo_{78-84}$ ) оливина, ядер относительно кислого ( $An_{35-45}$ ) и основного ( $An_{80-90}$ ) плагиоклаза. Такие ассоциации вкрапленников встречаются в наиболее основных породах некоторых андезит-дацитовых и андезит-липаритовых вулканов Восточной Камчатки: Аага и Арика [26], Дикого Гребня, Дзензура. Ряд фактов — неравновесные ассоциации минералов, увеличение количества вкрапленников (за счет плагиоклаза и кварца) в ряду пород от андезитов до липарито-дацитов, практически одинаковый средний состав вкрапленников плагиоклаза, гиперстена и амфибала в этом ряду — не позволяет объяснить происхождение этих серий пород кристаллизационной деференциацией. Более убедительным кажется связать их генезис со смешением кислой и базальтовой магм. При этом кислые расплавы, судя по аналогии составов ядер кислого плагиоклаза с плагиоклазами гранитоидных включений глубинного облика, могли образоваться за счет частичного плавления диорит-тоналитового комплекса  $K_2-P$  и метаморфического фундамента. Подтверждением тому могут служить находки плавленых гранитоидных включений, контактирующих вмещающие их породы. Если высказанное предположение справедливо, то по крайней мере часть гранитоидных включений глубинного облика несет информацию о среде магмообразования.

## ABSTRACT

Granitoid inclusions in Kamchatka's Quaternary volcanic rocks are divided by structural features into subvolcanic and deep units. The former have many petro-geochemical features of affinity with volcanites and apparently are products of complete crystallisation of effusive magmas in near-surface conditions. The latter normally associate with metamorphic basement rocks and show similar petro- and geochemical features.

res with pre-Paleogene intrusive granitoids, whose xenoliths they probably are. Both types of inclusion often are subjected to thermal metamorphism, manifested in their metasomatic alteration, keratinisation, or partial melting. Keratinisation is rather more typical of deep inclusions and rarely is observed in volcanic ones. Partial melting may either follow recrystallisation, or be superimposed directly on slightly altered rocks. Judging by measured refraction and specific weight, the glasses of partially melted inclusions are often largely heterogeneous, which stresses the velocity of pyrometamorphic processes. Partial melting of granitoid inclusions by thermal action of natural magma may serve for a model of formation of acid magmatic melts.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов Б.В. Ксенолиты гранитоидного состава вулканов Карымской группы на Камчатке. — В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., "Наука", 1969.
2. Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962–1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., "Наука", 1970.
3. Леонова Л.Л., Удальцова Н.И., Иванов Б.В. Радиоактивные ( $U$ ,  $Th$ ) и редкие щелочные ( $Li$ ,  $Rb$ ,  $Cs$ ) элементы в породах Карымского вулкана (Камчатка). — В кн.: Вулканы и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
4. Bogoyavlenskaya G.E. Melted xenoliths of intrusive rocks in the pyroclastic deposits of the Uzon and Semyatchinskaya ring structure (Kamchatka). — Bull. Volcan., 1972, v. 36, N 3.
5. Масуренков Б.П. Проблема включений и возможности вулканической петрологии. — Бюл. Вулканол. ст., 1974, № 50.
6. Масуренков Ю.П. Реконструкция состава среды и условий магмообразования по включениям в вулканических породах. — В кн.: Кислый вулканализм. Новосибирск, "Наука", 1972.
7. Масуренков Ю.П. Минеральные ассоциации и вещества коры и мантии в орогенных вулканитах. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканализм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
8. Волынец О.Н., Богоявленская Г.Е. Гранитоидные включения в четвертичных лавах Камчатки. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
9. Селянгин О.Б. Гомеогенные включения и возможности реконструкции механизма дифференциации магмы в недрах вулканических аппаратов. — Бюл. Вулканол. ст., 1974, № 50.
10. Дири У.А., Хауи А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 4, М., "Мир", 1966.
11. Волынец О.Н., Колосков А.В. Некоторые петрологические критерии фаций глубинности магматических образований. — Сов. геол., 1973, № 5.
12. Масуренков Ю.П., Волынец О.Н. Реликтовые минералы как источник информации о происхождении известково-щелочных магм. — В кн.: Вулканализм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
13. Конради С.А., Келль И.Г. Геологический отчет Камчатской экспедиции 1908–1911 гг. — Изв. Рус. геогр. об-ва, 1928, вып. 1.
14. Маренина Т.Ю., Сирин А.Н., Тимербаева К.М. Корякский вулкан на Камчатке. — В кн.: Геологические строения и история формирования Ичинского и Корякского вулканов на Камчатке. — Труды Лабор. вулканол., 1962, вып. 22.
15. Волынец О.Н. О возникновении кислых расплавов в результате пирометаморфизма. — В кн.: Кислый вулканализм. Новосибирск, "Наука", 1973.
16. Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in light of experimental studies in the system  $NaAlSi_3O_8$  –  $KAlSi_3O_8$  –  $SiO_2$  –  $H_2O$ . — Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, v. 74.
17. Kudo A.M., Weill D.F. An igneous plagioclase thermometer. — Contrib. Miner. and Petrol., 1970, v. 25, N 1.
18. Хитаров Н.И., Нагапетян Л.Б., Лебедев Е.Б. Кристаллизация расплава дацитового состава в условиях давления водяного пара от 500 до 3000 кг/см<sup>2</sup>. — Геохимия, 1969, № 1.
19. Рудич К.Н., Волынец О.Н., Ермаков В.А., Колосков А.В. Многообразие вулканических пород Камчатки и проблемы их генезиса. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканализм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
20. Волынец О.Н., Флеров Г.Б. Петрохимические особенности верхнемеловых–третичных плутонических и вулкано-плутонических формаций Центральной Камчатки. — В кн.: Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. М., "Наука", 1967.

21. Волынец О.Н., Флеров Г.Б., Фрих-Хар Д.И., Шилгин Н.Л. Вулкано-плутоническая формация гранодиорит-порфиров-дацитов. — В кн.: Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических обгазований Центральной Камчатки. М., "Наука", 1965.
22. Колесков А.В. Особенности становления интрузий малых глубин (на примере Центральной и Юго-Восточной Камчатки). Автореф. канд. дис. М., 1969.
23. Kipoi H. Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas. Japan. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1950, v. 61.
24. Масуренков Ю.П., Иванов Б.В., Богоявленская Г.Е., Андреев В.И. Формирование современных интрузий под некоторыми вулканами Курило-Камчатской зоны. — В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
25. Леонова Л.Л., Удальцова Н.И., Волынец О.Н. и др. К геохимии радиоактивных ( $U$ ,  $Th$ ), щелочных ( $Li$ ,  $Rb$ ,  $Cs$ ) элементов и бора в интрузивных комплексах Центральной Камчатки. — Геол. и геофиз., 1971, № 1.
26. Федоров М.В. О неоднородности магматического расплава вулканов Ааг и Арик. — Бюл. Вулканол. ст., 1972, № 48.

Г. Б. ФЛЕРОВ, А. П. ХРЕНОВ, В. В. ПЕТРОВА

ПЕМЗОВЫЕ И ПЕМЗОВИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В БАЗАЛЬТАХ  
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ И КУРИЛ  
(первичная природа, состав и процессы пирометаморфизма)

В относительно однородных базальтах и андезито-базальтах шлаковых конусов Камчатки и Курильских островов встречаются включения светлых пемз и пемзовидных пород, резко контрастных по составу базальтам. Такие включения отмечены в продуктах современных извержений вулканов Алайд, Тятя, Ключевская сопка, а также в голоценовых лавах и шлаках вулканов Малый Семячик, Горелый и ареальной зоне вулкана Плоский Толбачик. Включения сходного типа описаны среди базальтовых и андезито-базальтовых шлаков и лав многих современных или голоценовых извержений вулканов разных районов мира. Они известны в Исландии [1], в базальтах вулкана Сэртсей (извержение 1966 г.) [2], в пирокластах вулкана Тенегия на Канарских островах (извержение 1971 г.) [3], в шлаках вулкана Парикутин в Мексике (извержение 1944 г.) [4], в бомбах вулкана Серро-Негро в Никарагуа (извержение 1971 г.) [5], в продуктах извержения вулкана Фудзияма в Японии [6]; в базальтах кальдеры Ньюберри в Орегоне [7].

Относительно широкая распространенность пемзовых включений в базальтах, их резко контрастный по отношению к базальтам кислый состав, особенности их морфологии (в момент появления на поверхность включения, по крайней мере частично, были расплавлены) — все это вызывает большой интерес при решении проблемы генезиса кислых расплавов и смешанных лав.

Наиболее обильны включения в базальтах современных извержений вулканов Алайд и Тятя, обычны они также в ареальных базальтах вулкана Плоский Толбачик.



Рис. 1. Пятнисто-зональное аповулканокластическое пемзовое включение (вулкан Алайд)

Видны инъекции базальта (темное)

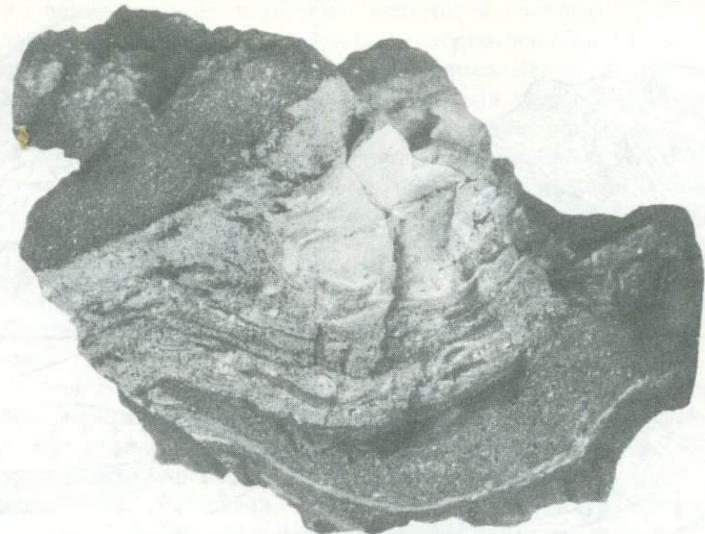


Рис. 2. Полосчато-зональное апокремнистое пемзовое включение в базальтовой бомбе (вулкан Алаид)

Видны кремнистое ядро (светлое) и прослой базальтового вещества в пемзе промежуточной зоны (темное)

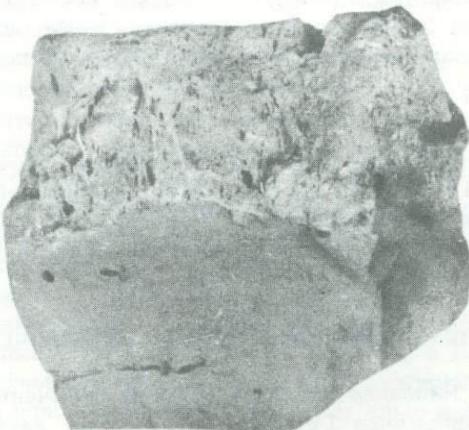


Рис. 3. Аповулканокластическое включение (вулкан Алаид)

Отчетливо выделяются зона с наименьшей степенью пирометаморфизма ("песчаноподобная" вулканокластическая порода) и пемза краевой зоны

бачик, однако во всех других случаях находки их единичны. Встречаются включения обычно в бомбах шлаковых конусов, в базальтах лавовых потоков они редки. На вулкане Алаид многочисленные обломки пемз обнаружены также среди базальтового шлакового материала на пляже вблизи района извержения Олимпийского прорыва 1972 г. Как правило, включения плотно впаяны во вмещающие лавы и в случае бомб имеют припай-оторочку из шлаковидного или плотного базальта. Иногда базальтовый материал импрегнирован во включениях в виде прожилков, образует линзочки и прослой в полосчатых включениях, выполняет поры в пемзах. Размеры включений в базальтах Толбачинской зоны не превышают 1–5 см, на Малом Семячике и Горелом – 15–20 см, на Алаиде достигают 0,5–1,0 м по длиной оси. Форма включений округлая, для слабо

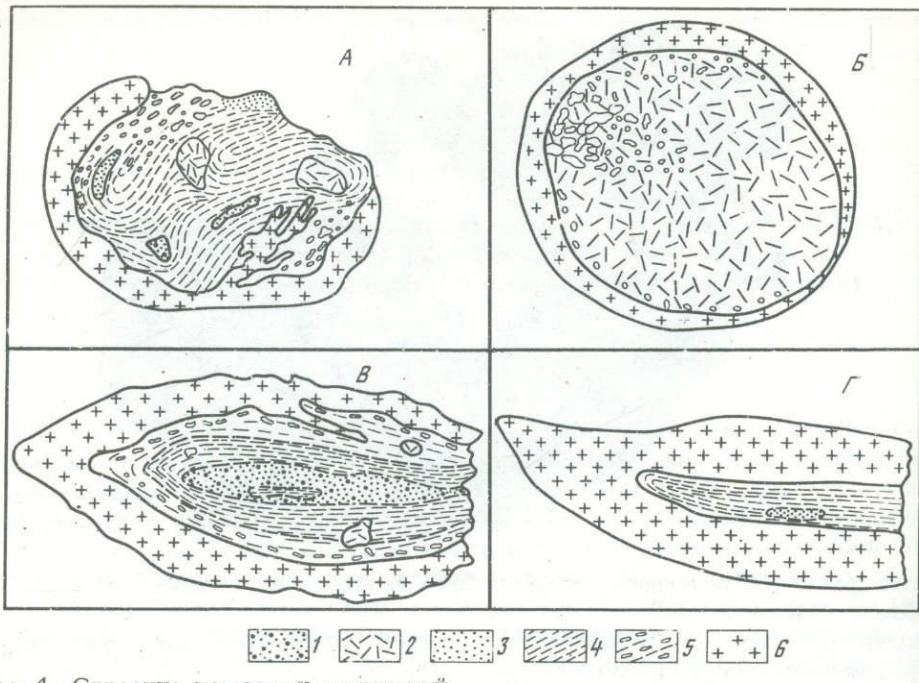


Рис. 4. Строение чешуек включений

Тип включений: А, Б - аповулканокластический, В, Г - апокремнистый. 1 - плотная серая апокремнистая порода; 2 - плотная песчаноподобная аповулканокластическая гирда; 3 - белая (сахаровидная) разновидность пемзы; 4 - серая вспученная пемза; 5 - серая вспученная пемза с повышенной пористостью; 6 - базальт

измененных пород уплотненная. Строение и текстуры включений разнообразны. Отмечены однородные по текстурам включения с различной степенью вспученности. В то же время многие крупные включения вулканов Алаид и Тятя характеризуются резкими структурными и текстурными неоднородностями (рис. 1-4).

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВКЛЮЧЕНИЙ

Вулкан Алаид. Наиболее детально изучены включения в базальтах Олимпийского прорыва (извержение 1972 г.) [8]. Здесь наряду с однородными по текстурам включениями отмечены два текстурно-неоднородных типа: пятнисто-зональный брекчийский (см. рис. 1, 4, А, Б) и полосчато-зональный (см. рис. 2, 4, В, Г). Неоднородность этих включений определяется наличием участков и зон различных текстурно-петрографических разновидностей пород, отражающих особенности их исходного состава, степень пиromетаморфического изменения, вспученности и характер взаимодействия с базальтами. Можно выделить следующие характерные текстурно-структурные типы участков и зон, повторяющиеся в разных включениях:

- 1) плотные серые разности с крайне высоким содержанием кремнезема ( $82\text{--}85\%$   $\text{SiO}_2$ ) - апокремнистые породы, к этой же группе относятся белые вспученные "сахаровидные" кремнистые разности;
- 2) более или менее плотные серые, желтоватые, зеленоватые зернистые "песчаноподобные" разности, состав и структура которых свидетельствует о вулканокластической и вулканогенно-осадочной их природе - аповулканокластиты;
- 3) серые вспученные пемзы промежуточных зон с резко и незакономерно меняющимися размерами пор, достигающими на отдельных участках 3-5 см в диаметре.

Заметим, что однородные по текстурам включения соответствуют тем или иным зонам сложных включений. Включения пятнисто-зонального типа характеризуются широким развитием зон серых вслученных пемз, цементирующих отдельные, незакономерно разбросанные округлые или угловатые участки аповулканокластитов или вулканокластитов, отдельные линзочки белых "сахаро-видных" пемз и плотных апокремнистых пород (см. рис. 4, А, Б). Переходы между наименее измененными аповулканокластическими породами и пемзами могут быть как постепенные, так и резкие. Полосчатость в пемзах проявляется слабо. Базальтовый материал в таких включениях нередко фиксируется в виде довольно крупных жил и блоков, но никогда тонко не перемешивается с веществом пемз. Преобладающий первичный материал включений — вулканокластические породы. Поэтому включения этого типа можно называть аповулканокластическими.

Строение полосчато-зональных включений более закономерно. Центральные зоны их сложены плотными апокремнистыми породами, промежуточные и внешние — полосатыми серыми, темно-серыми пемзами с многочисленными тонкими послойными пропластками базальтового материала (см. рис. 2, 4 Б, Г). Границы центральных зон достаточно четкие, резкие. Структура включений осложняется наличием мелких беспорядочно разбросанных линзочек "сахаро-видных" белых пемз, а также присутствием в промежуточных пемзах отдельных обломочков "песчаноподобных" аповулканокластитов. Преобладание кремнистого материала в исходном составе включений позволяет для их обозначения использовать термин "апокремнистые включения".

Пористость включений в целом неравномерна, однако нередко наблюдается тенденция к увеличению пористости и укрупнению пор от центра к периферии включений, причем на границе пемз с базальтами наблюдается одинаковая ориентировка пор во включениях и вмещающих породах.

Аповулканокластические и вулканокластические породы ("песчаноподобные") включения и участки сложных включений представлены в разной мере плавлеными кристаллокластическими, литокристаллокластическими туффитами. По химическому составу породы отвечают андезитам и дацитам и состоят из обломков среднего плагиоклаза ( $Ng \approx 1,559$ ,  $Np \approx 1,551$ ,  $An_{40}$ ), кварца, плагиоклазовых лав, погруженных в замутненную тонкодисперсную стекловатую основную массу. Основная масса переполнена тонкой рудной сырью, местами содержит микролиты плагиоклаза, в отдельных включениях — халцедонизированные участки. Показатель преломления стекол из включений колеблется от 1,496 до 1,499, причем наиболее высокие значения характерны для участков, содержащих максимальное количество микролитов, а минимальные значения — для более вслученных и чистых стекол. В основной массе отмечены пустоты, выполненные новообразованным кварцем, альбитом, тридимитом. В зависимости от степени плавления обломочки минералов часто оплавлены или резорбированы с краев и по периферии и содержат многочисленные капельки стекла. В участках интенсивного плавления стекло полностью насыщает обломки минералов, приобретающие при этом скелетный облик. Обломочки эфузивов имеют либо четкие, хорошо сохранившиеся ограничения, либо разъединенные "плывущие" границы, когда сквозь замутненную стекловатую массу лишь просвечивает форма обломков с гранулированными и оплавленными вкрапленниками.

Из апокремнистых пород наименее затронуты процессами пирометаморфизма центральные зоны полосчато-зональных включений. Это слабопористые с мелкими порами плотные разности, состоящие из микрофельзитового криптокристаллического агрегата халцедона ( $Ne = 1,540$ ,  $No = 1,533$ ), тридимита ( $Np = 1,474$ ) и кварца ( $No = 1,543$ ). Преобладающий минерал — халцедон. Показатель преломления криптокристаллического агрегата 1,517–1,531 при среднем значении 1,526–1,528. Белые мелкие участки выполнены практически мономинеральным агрегатом кварца. Результаты рентгеноструктурного анализа криптокристаллического агрегата приведены в табл. 1 (колонка 1). В кремнистых породах центральных зон включений изредка наблю-

Таблица 1

## Рентгеноструктурный анализ пемз с кремнистым каркасом и кремнистых пород включений в базальтах вулкана Алайд и кварца

1	2	3	4	5	6
4,58	5	3,33	10	4,24	2
4,17	3	3,16	8	3,33	10
3,43	10	2,62	1	1,812	6
3,25	8	2,51	3	1,540	3
2,50	2	2,46	2	1,381	6
2,30	2	2,20	3	1,370	8
2,24	7	2,06	3		
1,841	7	1,820	5		
1,785	6	1,613	2		
1,689	1	1,539	4		
1,556	6	1,490	4		
1,524	6	1,377	5		
1,385	8	1,255	3		
1,362	7	1,184	2		
1,206	4				
1,191	3				
1,177	4				
1,082	4				
1,047	4				
1,034	3				
1,017	3				

Примечание. 1,2 - апокремистое включение: 1 - серая плотная кварц-тридимит-халедоновая порода, 2 - серая пемза промежуточной зоны; 3,4 - аповулканокластическое включение: 3 - серая пемза промежуточной зоны, 4 - белая "сахаровидная" пемза; 5 - включение "сахаровидной" кремистой породы; 6 - кварц, по В.И. Михееву [9]. Работа выполнена в ИВ ДВНИ АН СССР В.И. Васильченко на установке УРС-60.

дается рудная вкрапленность, участки тонкодисперсного мутного слабопреломляющего вещества и интерстиционное стекло с  $N = 1,491-1,495$ .

Вспученные серые пемзы промежуточных зон в общем случае для обоих типов включений по составу и строению неоднородны, что выражено в чередовании участков и полосок в разной степени плавленого материала. Участки максимального плавления состоят из прозрачного кислого стекла с кристаллитами, микролитами плагиоклаза и с примесью многочисленных мелких реликтов — гранул кварца. Новообразованные кристаллиты и микролиты придают пемзам флюидальные текстуры. В пемзах, образовавшихся в результате интенсивного плавления вулканокластитов, среди реликтов наряду с кварцем наблюдаются также обломочки альбита ( $N_g = 1,534$ ,  $N_p = 1,525$ ), реже эффузивов. Слабо затронутые процессом вторичного плавления участки серых пемз состоят из криптокристаллического, преимущественно кварцевого агрегата (см. табл. 1, колонки 2-3). Участки пемз промежуточной степени плавления сложены слабопреломляющим мутным стеклом, насыщенным реликтами недоплавленного материала, газово-жидкими включениями, рудной пылью и гидроокислами железа. Гидроокислы железа нередко выполняют многочисленные поры и развиваются по реликтовому магнетиту в виде пузыристых образований. Характерно наличие будин кремнистых и вулканокластических пород. В пустотах пемз встречены иголочки цеолитов ( $N_g = 1,521-1,523$ ). Кроме того, включения каждого типа обладают рядом специфических черт.

Пемзы апопулканокластических включений характеризуются пятнистыми текстурами и слабым проявлением полосчатости. Переходы от участков наименее метаморфизованных вулканокластических ("песчаноподобных") пород к типичным пемзам постепенные. В переходных зонах увеличиваются количество стекла и одновременно размеры пор. Мощности переходных зон могут быть

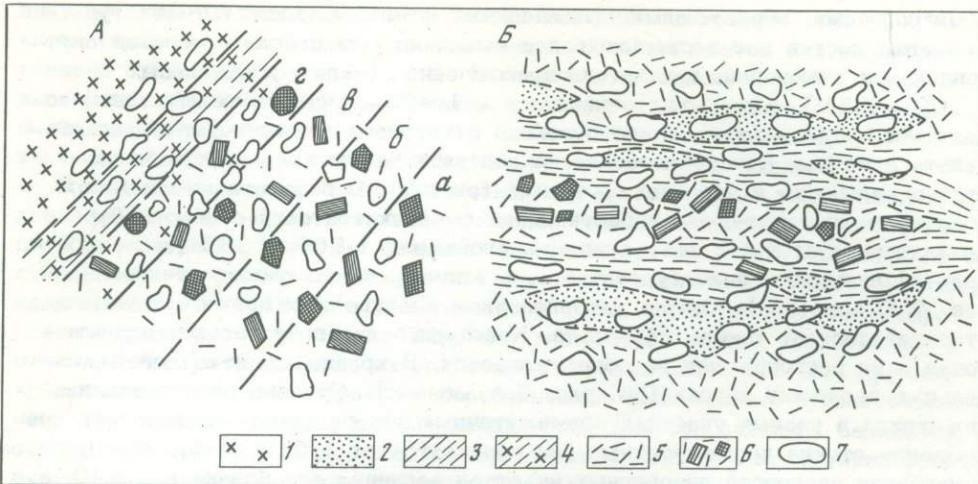


Рис. 5. Характер контакта базальт – пемза (зарисовки участков шлифа)

А – апокремнистое (кварцевое) включение; Б – прослой базальта в пемзе полосчато-зонального апокремнистого включения. Пемза апокремнистого включения: 1 – криптокристаллический кварцевый агрегат со стеклом в базисе, 2 – криптокристаллический кремнистый агрегат; 3 – бесцветное стекло с многочисленными пикролитами плагиоклаза и редко пироксена (флюидальная текстура), 4 – стекло, микролиты плагиоклаза и гранулы кварца (флюидальная текстура), 5 – бесцветное стекло с редкими микролитами, кристаллитами и недоплавленными гранулами кварца; 6 – базальт: а – с бурым типично базальтовым стеклом, б – с прозрачным стеклом буроватого оттенка, в – с бесцветным прозрачным стеклом, г – с бесцветным прозрачным стеклом и многочисленными зернышками кварца; 7 – поры

различные, так что в ряде случаев создается впечатление резкого контакта. Показатель преломления стекла пемз 1,490. Наиболее чистое прозрачное стекло с редкими кристаллитами наблюдается в виде припайки на стенках пор. Это стекло также кислое, но по показателю преломления несколько выше стекла пемзового каркаса. Можно полагать, что оно представляет собой наиболее позднюю выплавку в ряду последовательного плавления вещества включения.

Пемзы апокремнистых включений характеризуются меньшей пористостью и отчетливой микрополосчатостью и узловатостью. Полосчатость обусловлена чередованием существенно стекловатых полос с прослойями, растянутыми линзочками кремнистого, преимущественно кварцевого агрегата (см. табл. 1, колонка 2) и прослойми и линзочками базальта. Контакты криптокристаллического фельзитового кремнистого агрегата со стекловатым материалом пемз четкие, и лишь непосредственно в контакте появляется пемзо-кремнистый агрегат с интерстициональным стеклом. Стекло пемз чистое, бесцветное, с показателем преломления 1,493–1,496. Базальты из прослоев состоят из бесцветного и буроватого стекла ( $N = 1,510$ – $1,520$ ) с микролитами, а иногда и вкрапленниками основного плагиоклаза ( $Ng = 1,584$ ,  $Np = 1,570$ ,  $An_{90-94}$ ).

Белые "сахаровидные" разновидности пемз отдельных включений и участков среди всученных светло-серых пемз промежуточных зон также сложены криптокристаллическим агрегатом чистого кварца (см. табл. 1, колонки 4, 5) с кислым стеклом ( $N = 1,490$ – $1,491$ ) в базисе. При этом, как и в предыдущих случаях, степень всученности возрастает по мере увеличения содержания стекла в каркасе.

Во всех случаях по направлению к контакту с базальтом в пемзах увеличивается содержание стекла. Стекло чистое, бесцветное, с кристаллитами

и микролитами, образующими флюидальные и микроволокнистые текстуры. При этом состав его несколько более основной, чем состав стекла из внутренних зон включений: показатель преломления стекла контактовых зон 1,500–1,510, стекла внутренних зон – 1,491–1,499. В контактовых зонах пемза – базальт отмечено довольно отчетливое смешение материала базальта и пемзы. Непосредственно на контакте базальт – пемза наблюдается зональность в пределах 2–4 мм (рис. 5). В базальте влияние кислого включения выражено в постепенной смене к контакту с пемзой бурого базальтового стекла с показателем преломления 1,560–1,565 (см. рис. 5, А, зона а) промежуточным буроватым и, далее, бесцветным стеклом (см. рис. 5, А, зона б–г). Состав вкрапленников и микролитов промежуточных зон отвечает составу таковых базальта. Какой-либо предпочтительной ориентировки в их расположении не обнаруживается. В крайней зоне отмечены отдельные зернышки кварца (см. рис. 5, А, зона г). Степень раскристаллизации стекла в разных участках промежуточных зон различная. Показатель преломления стекла промежуточных зон колеблется от 1,510 до 1,540. При этом в наиболее раскристаллизованных участках величина его близка к 1,540, а в участках наиболее чистого стекла лежит в пределах от 1,510 до 1,520.

Переход стекла базальта крайней зоны к стеклу пемзы постепенный. Стекло пемзы имеет показатель преломления 1,502–1,510 и содержит микролиты плагиоклаза, ориентированные строго вдоль контакта, а также редкие вкрапленники минералов базальта (см. рис. 5, А). К внутренним частям включений контактное стекло сменяется ранее описанными вспученными пемзами, характерными для промежуточных зон. Аналогичный характер взаимодействия базальт – пемза имеет место в случае маломощных (0,2–0,3 мм) прослоев и инъекций базальта в пемзах апокремнистых включений (см. рис. 5, Б). Прожилки в пемзе апокремнистого включения представлены оливин–пироксен–плагиоклазовым базальтом с интерсертальной структурой основной массы и кислым розоватым стеклом с показателем преломления 1,510–1,520. Вкрест прожилков наблюдается постепенный переход от базальта к пемзе через промежуточные зоны состоящие из бесцветного стекла с многочисленными микролитами плагиоклаза и пироксена. Интересно отметить, что стекло многочисленных серых, типично базальтовых шлаков Олимпийского прорыва также бесцветное или буроватое и характеризуется промежуточным составом ( $N = 1,512$ – $1,514$ ).

Вулкан Тятя. Вместе с базальтовыми шлаками извержения 1973 г. [10] было выброшено большое количество пемз и пемзоподобных пород. Исходный материал включений – вулканокластические породы неоднородного состава. Они сложены обломками плагиоклаза, кварца, пироксена, кислых лав, кремнистых пород, cementированных тонкодисперсным стекловатым веществом. Размерность обломков меняется от алевритовой до брекчийской. В целом характер пирометаморфического изменения включений аналогичен таковому включений вулкана Алаид. Максимально измененные породы представлены пемзами, состоящими из кислого бесцветного стекла, иногда слабо преломляющего за счет недоплавленных зернышек исходной породы. Включения с промежуточной степенью плавления характеризуются развитием на границе с вмещающим базальтом зоны пористого зеленоватого стекла, содержащего многочисленные микролиты и даже вкрапленники плагиоклаза. Наименее измененные разности включений сходны с вулканокластическими породами, развитыми в фундаменте вулкана.

Ареальная зона вулкана Плоский Толбачик. Находки пемзовых включений в базальтовых бомбах Толбачинской ареальной зоны также обильны, а состав и степень переработки пород довольно разнобразны. Наиболее кислые по составу включения отвечают липарито-дациту (см. табл. 2, колонка 25) и состоят из более или менее пористого бесцветного стекла ( $N = 1,489$ – $1,495$ ) с небольшим количеством угловатых зерен плагиоклаза (до 5%). Плагиоклазы заметно трещиноваты, причем по трещинам, а иногда и по

внешним зонам зерен развиваются многочисленные включения стекла, образующие характерные для частично плавленых полевых шпатов дактилоскопические или губчатые структуры [11]. В стекловатой основной массе пород обычны мелкие обломочки полевых шпатов, кварца с аналогичными структурами. В некоторых образцах пемз в стекле наблюдаются новообразованные микролиты и микровкрапленники чистого водяно-прозрачного плагиоклаза.

В контактовых зонах ряда включений, как и в пемзовых включениях вулкана Алаид, отмечено отчетливое смещение базальтового вещества с материалом включений. Буровато-зеленое стекло базальтов ( $N = 1,558-1,570$ ) постепенно через стекло промежуточной окраски переходит в бесцветное стекло включений ( $N = 1,495$ ), причем иногда в таких переходных зонах бесцветное или промежуточное стекло окружает микровкрапленники плагиоклаза и оливина. Мощность переходных зон обычно не превышает 0,1 мм. Крупные крестовидные сростки лабрадора, переполненные включениями буровато-зеленого базальтового стекла, весьма характерные для толбачинских базальтов, отмечаются иногда и в удалении от контактных зон. При этом такие сростки окружены каймами бесцветного низкопреломляющего стекла пемз и корродируются им. В ряде случаев наблюдаются тонкие прожилки базальтов внутри пемзовых включений.

Первичная природа пемзовых включений, содержащих реликты плавленых плагиоклазов, становится понятной при изучении зональных включений. В таких включениях внешние зоны имеют вспученный, пемзовый облик, тогда как центральные части более плотные. Прожилки пемзового материала проникают по трещинкам и в центральную часть включений. Центральные зоны включений представлены интенсивно перекристаллизованными и подвергшимися частичному плавлению интрузивными породами типа гранодиорит-порфиров или резко порфировидных гранодиоритов. Вкрапленники плагиоклаза здесь трещиноваты; одни из них содержат многочисленные включения стекла, другие почти не изменены. Вкрапленники темноцветных минералов нацело перекристаллизованы с образованием тонкозернистого плагиоклаз-магнетит-пироксенового агрегата. Основная масса полностью перекристаллизована в роговиковый агрегат плагиоклаза и пироксена и частично подплавлена, так что пироксен-плагиоклазовый агрегат цементируется стеклом. Стекло низкопреломляющее с показателем преломления ниже канадского бальзама, бесцветное либо окрашенное в буроватый цвет. В краевых зонах включений, напротив, преобладает стекло, содержащее лишь отдельные вкрапленники плагиоклаза обычно с дактилоскопическими структурами и обломочки пород, соответствующих основной массе метаморфизованных гранодиорит-порфиров. Граница стекловатых краевых и более кристаллических центральных зон включений может быть как резкой, так и постепенной. Степень вспученности стекла также различная — от плотных до сильно пористых разностей.

Сходный процесс — перекристаллизация основной массы, паявление вторичного стекла и частичное вспучивание пород — наблюдается и для некоторых более основных включений состава горифоровидного габбро-диорита, габро, наблюдавшихся в ассоциации с пемзовыми включениями. Однако степень пирометаморфического изменения пород здесь намного более низкая.

Пирометаморфическому плавлению и вспучиванию подвергаются также включения среднезернистых вулканомиктовых пород, отмеченных в базальтовых бомбах Толбачинской ареальной зоны. Включения эти отвечают по составу андезиту и состоят из круглых или угловатых обломочков эфузивов, плагиоклазов и нацело опацитизированных темноцветных минералов. Термальный метаморфизм подобных включений выражен в образовании бесцветного низкопреломляющего стекла, развивающегося по цементу пород. Многочисленные мелкие газово-жидкие включения, а также точечные выделения рудного минерала придают стеклу "замусоренный" облик. Развито стекло и по основной массе обломочков эфузивов — стекло по цементу песчаника постепенно переходит в стекло по основной массе эфузивных обломков.

Новообразованное стекло нередко корродирует обломочки плагиоклаза. Повидимому, пирометаморфическое же воздействие базальтов вызывает полную спаэтизацию темноцветных минералов включений, а также перекристаллизацию некоторых наиболее кислых зерен плагиоклаза. Стекло плавленых пород пузыристое, сами включения в результате всучиваются и приобретают пемзовидный облик.

Контакт включение – базальт обычно довольно резкий, однако иногда наблюдаются очень тонкие (сотые доли миллиметра) зонки стекла промежуточного состава. Характерно, что светлое стекло включения в контактовой зоне нередко содержит обильные кристаллиты, неотличимые от кристаллитов, развитых в базальтовом стекле. В ряде случаев при очень интенсивном плавлении количество стекла увеличивается до 80–90%. Сохраняются при этом лишь отдельные мельчайшие обломочки плагиоклаза и зернышки рудного минерала. Материал базальтов интенсивно перемешивается с материалом таких включений и контаминируется им. Стекло базальтов становится светло-бурым или бесцветным, с низким показателем преломления, хотя вкрапленники и микролиты таких контаминированных пород отвечают соответствующим минералам базальтов.

Вулкан Малый Семячик. Пемзовое включение в андезито-базальтовой бомбе вулкана Малый Семячик отвечает по химическому составу липарито-дациту (см. табл. 2, колонка 20). Оно состоит из бесцветного стекла, в которое погружены многочисленные мелкие угловатые или оплавленные обломочки перекристаллизованной в тонкозернистый агрегат существенно плагиоклазовой породы, обломочки плагиоклаза, кварца, округлые зернышки рудного минерала и отдельные редкие (до 5–7%) крупные (до 1,0–1,5 мм) кристаллы и сростки кристаллов плагиоклаза, реже кварца. Распределение кристаллической фазы крайне неравномерно – от участков практически чистого стекла до насыщенных обломочками участков, где стекло выступает лишь в качестве цемента. Показатель преломления стекла  $N = 1,491 \pm 0,002$ , текстура его пузыристая. Кристаллы плагиоклаза имеют обломочный облик и пятнистое угасание за счет широкого развития неправильных участков, петель, пятен метасоматического альбита и олигоклаза. Отдельные зерна плагиоклаза перекристаллизованы по трещинкам или целиком в мелкозернистый агрегат, другие переполнены мельчайшими включениями стекла. Характерно широкое проявление периклинового двойникования. Состав наименее измененных участков плагиоклаза отвечает андезин-лабрадору  $An_{40-55}$ . Контакты пемзы с базальтом резкие, четкие, стекло промежуточного состава на границе не наблюдается.

Представляется (по аналогии с пемзовыми включениями Толбачинской зоны), что пемза образовалась за счет пирометаморфического плавления андезито-базальтовым расплавом порфировидной интрузивной породы гранитоидного состава.

Вулкан Горелый. В пемзовом включении в базальтовой бомбе шлакового конуса вулкана Горелый установить первичную природу включения не представляется возможным. Пемзовое включение имеет андезитовый состав (см. табл. 3, колонка 34) и сложено пузыристым стеклом с редкими обломками перекристаллизованных пород, плагиоклаза и пироксена. Стекло включения неоднородно по цвету (от бесцветного до буроватого) и показателю преломления  $N = 1,495-1,514$  (показатель преломления стекла из вмещающего базальта равен  $1,563 \pm 0,002$ ). Переходы между разновидностями стекла нерезкие, распределение их незакономерно. Зерна плагиоклаза и пироксена имеют обломочный облик. Пироксен часто перекристаллизовывается в мелкозернистый агрегат с выделением большого количества рудного минерала. Иногда перекристаллизован и плагиоклаз. Обломочки пород состоят из неправильных мелких пятнисто гаснущих выделений кислого плагиоклаза с пятнами буроватого стекла, призмочками пироксена и округлыми зернами рудного минерала. Отмечены обломки, где подобный агрегат выступает как основная масса, вмещающая вкрапленники плагиоклаза и пироксена.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ

В табл. 2 и 3 представлены химические анализы описанных пемзовидных и пемзовых включений и вмещающих включения лав. Вариации содержаний петрографических окислов относительно содержания кремнезема и соотношения нормативных составов  $Ab-Q-Or$  изображены на рис. 6 и 7. На эти диаграммы для сравнения нанесены также анализы вулканогенно-осадочных и осадочных пород близкой кислотности, по данным И.В. Хворовой [12] и М.Ю. Хотина [13], андезитовые включения вулкана Алаид и вариационные линии магматических пород базальт - липарит.

Как видно из табл. 2 и 3 и рис. 6 и 7, химический состав включений пемз и пемзовидных пород разнообразен и характеризуется широкими вариациями содержаний кремнезема - от 58,6 до 87,5%. При этом существенная особенность пород - низкое содержание щелочей. Характерно, что с ростом кислотности количество щелочей не растет, как это обычно наблюдается в магматических породах, а падает. Эти колебания химических составов свойственны как отдельным более или менее однородным включениям, так и различным описанным выше текстурным зонам в пределах сложно построенных включений.

По особенностям химизма почти все разновидности пемзовых включений вулканов Алаид, Тятя и Плоский Толбачик не соответствуют нормально магматическим породам соответствующей кислотности (см. рис. 6, 7). Фигуративные точки включений с повышенным содержанием кремнезема находятся в стороне

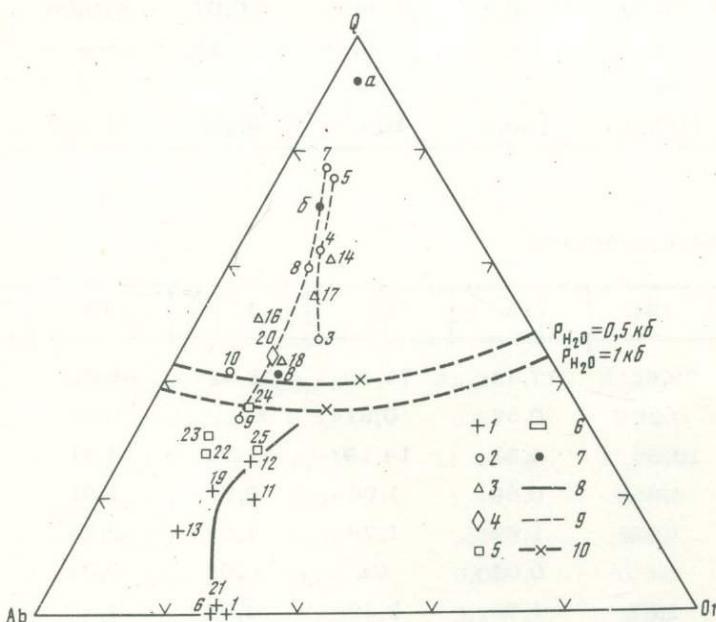


Рис. 6. Диаграмма  $Ab-Q-Or$  для пород изученных включений, вмещающих иклав, а также вулканокластических и осадочных пород

1 - лавы, вмещающие включения; 2 - включения в лавах вулкана Алаид (прорыв Олимпийский, 1972 г.); 3 - включения в лавах вулкана Тятя (прорыв 1973 г.); 4 - пемзовое включение в лавах вулкана Малый Семячик; 5 - включения в лавах ареальной зоны вулкана Плоский Толбачик; 6 - пемзовое включение в базальте вулкана Горёлый; 7 - вулканокластические породы: а - кремнистый сланец туфово-кремнистого комплекса [12], б, в - породы эфузивно-туфово-кремнистой формации [13] (б - туфогенные силициты (средние), в - туффиты и туфы (средние)); 8 - вариационная линия составов ряда базальт - липарит; 9 - разновидности пород конкретных зональных включений; 10 - эвтектоидные составы при разных давлениях воды. Цифры на графике соответствуют номерам табл. 2

Таблица 2

Химический состав включений пемзовых, пемзовидных пород, андезитов в лавах и

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	49,70	49,86	65,38	73,26	85,70	49,98
TiO <sub>2</sub>	1,05	0,97	0,60	0,60	0,28	1,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,47	19,63	14,48	10,77	7,35	18,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,11	2,76	1,43	1,59	0,29	2,49
FeO	6,24	7,47	4,28	2,32	1,20	7,36
MnO	0,18	0,22	0,05	0,07	0,01	0,16
MgO	4,09	4,01	3,18	2,58	0,60	4,32
CaO	10,03	9,91	2,39	2,64	1,42	9,91
Na <sub>2</sub> O	3,16	3,07	2,47	2,25	1,72	3,27
K <sub>2</sub> O	1,78	1,66	2,26	1,52	1,29	1,78
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,02	0,32	0,34	0,20	0,18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,18	0,19	0,12	0,20	0,10	0,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,38	0,06	0,07	0,06	0,36
SO <sub>3</sub>	-	-	3,31	1,21	-	-
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-
Σ	100,40	100,14	100,33	99,22	100,22	99,57

вмещающих лав на вулканах Алаид, Тятя, Малый Семячик, Плоский Толбачик

	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	85,38	74,68	61,62	76,24	59,92	58,01	52,12
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,55	0,69	0,37	0,61	0,77	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,21	9,73	17,39	10,98	18,12	17,88	16,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,57	1,30	0,21	2,99	2,75	4,24
FeO	2,61	4,25	5,12	1,35	2,48	3,63	7,56
MnO	0,02	0,07	0,07	0,02	0,18	0,15	0,20
MgO	0,66	1,68	2,86	0,80	1,55	3,15	4,45
CaO	1,72	2,96	5,19	2,11	6,64	8,24	9,12
Na <sub>2</sub> O	1,72	2,52	3,47	4,96	4,10	3,40	2,91
K <sub>2</sub> O	1,00	1,63	1,32	1,36	2,48	1,89	0,83
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30	0,24	0,36	0,40	0,28	0,20	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,06	-	0,06	0,36	0,06	0,04	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,13	0,19	0,17	0,38	0,31	-
SO <sub>3</sub>	0,15	0,45	-	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	-	-	-	0,16	0,26	-	-
Σ	100,44	99,46	99,64	99,49	100,05	100,42	

Таблица 2 (окончание)

Компоненты	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	78,62	77,34	71,40	75,92	68,62	56,26
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,37	0,31	0,22	0,62	0,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,56	9,53	14,29	12,34	14,31	15,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,66	0,89	1,08	0,86	1,81	2,81
FeO	1,29	1,69	1,78	1,52	2,44	7,43
MnO	Сл.	0,03	Сл.	0,05	0,05	0,21
MgO	1,87	1,78	2,20	2,06	2,85	3,32
CaO	1,00	0,59	2,97	1,07	3,20	7,51
Na <sub>2</sub> O	2,36	1,18	3,42	2,31	3,42	3,33
K <sub>2</sub> O	2,19	4,87	1,14	2,23	1,86	1,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,52	0,22	0,32	0,22	0,14
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,47	0,51	0,15	Не обн.	0,18	0,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,33
SO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	0,20
Σ	99,40	99,90	98,96	99,50	99,59	100,06

	20	21	22	23	24	25
SiO <sub>2</sub>	70,12	51,36	59,42	62,20	63,81	69,18
TiO <sub>2</sub>	0,73	1,36	0,35	0,17	0,18	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,19	17,90	18,74	18,16	17,54	16,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,23	3,49	4,26	1,36	1,64	1,21
FeO	1,58	6,12	1,36	3,38	3,36	1,38
MnO	0,20	0,18	0,04	0,05	0,04	0,01
MgO	0,93	4,60	3,06	3,24	3,60	1,03
CaO	2,91	8,54	5,48	6,69	4,80	2,64
Na <sub>2</sub> O	3,76	3,60	3,96	3,68	3,52	5,01
K <sub>2</sub> O	1,75	1,94	1,12	0,87	1,42	2,75
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,74	-	0,46	0,10	0,11	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,22	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,37	0,23	0,29	0,18	0,18
SO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-
Σ	99,53	-	100,53	100,68	100,22	100,57

Примечание к табл. 2

1-12 - вулкан Алаид (прорыв Олимпийский): 1-5 - пятнисто-зональное аповулканокластическое включение в базальтовой бомбе (1 - базальт корочки включения, обр. 5800к, 2 - базальт инъекции в пемзе включения, обр. 5800/10, 3 - плотная "песчаноподобная" центральная зона (вулканокластическая порода) включения, обр. 5800/9, 4 - сильно вспученная серая пемза краевой зоны включения, обр. 5800/2), 6-9 - полосчато-зональное апокремнистое включение в базальтовой бомбе (6 - базальт корочки включения, обр. 5801к, 7 - плотная центральная зона (кремнистая порода) включения, обр. 5801/1, 8 - полосчатая пестрая пемза краевой зоны включения, обр. 5801/2, 9 - участок плотной "песчаноподобной" породы из краевой зоны включения, обр. 5801/6), 10 - пемзовое включение в базальтовой бомбе, обр. Ю-340, 11,12 - включения андезита в базальтовой бомбе, обр. Ю-342, ГФ-374/2; 13-18 - вулкан Тятя: 13 - базальт прорыва 1973 г. (среднее из 8 анализов), 14-16 - пемзовое включение в базальте (14 - светло-серая пемза с белыми "сахаровидными" включениями, обр. 41-206<sup>б</sup>, 15 - серая пемза, обр. 41-206, 16 - вспученная белая пемза, обр. 41-206<sup>0</sup>), 17 - пемзовое включение в базальтовой бомбе, обр. 42-214, 18 - гравелит из материала выбросов, обр. 41 - 206<sup>в</sup>; 19,20 - породы вулкана Малый Семячик: 19 - андезито-базальт бомбы, обр. 5220/1, 20 - пемзовое включение, обр. 5220/2; 21-25 - пемзы и пемзовидные породы включений в базальтах ареальной зоны вулкана Плоский Толбачик: 21 - базальт (среднее из 22 анализов), 22 - светлая "песчаноподобная" порода включения, обр. 30/71, 23 - пемзовидная бурая порода включения, обр. 40/71, 24 - флюидально полосчатая пемзовидная порода включения, обр. 41/71, 25 - белая пемза включения, обр. 9/71. Анализы: 1 - 20 выполнены в лаборатории ИВ ДВНЦ АН СССР (1, 2, 6, 9 - Т.В. Долговой; 3,4 - Г.Ф. Князевой; 5, 7, 9 - Н.Р. Гусаковой; 10, 11 - Г.П. Новоселецкой; 14-18 - Г.Ф. Лец; 19, 20 - О.М. Табаковой); 21-25 - в лаборатории САХКНИИ ДВНЦ АН СССР, кол. А.А. Абдурахманова. В сумму анализа входят п.п.п.: 22-2,05, 23-0,05, 24-0,02, 25-0,51%.

от линии, отвечающей эволюционной серии базальт - липарит и области эвтектоидных расплавов; они расположены в поле, соответствующем осадочным и вулканогенно-осадочным породам (см. рис. 6 и 7).

Наиболее основные разности аповулканокластических включений ( $\text{SiO}_2$  59-64%) попадают в поле некоторых типов нормально магматических пород. Однако при этом по сравнению с соответствующими по кислотности магматическими породами они обеднены щелочами и смешены в сторону более кремнеземистых разностей (см. рис. 6).

Указанные особенности химизма включений соответствуют данным петрографических исследований, свидетельствующих о существенной примеси в составе исходного вещества многих включений осадочного материала. В то же время пемза вулкана Плоский Толбачик, отвечающая по составу липарито-дациту (см. табл. 2, колонка 25) и образовавшаяся предположительно по исходной породе типа гранодиорит-порфира, и пемза андезитового состава вулкана Горелый вполне соответствуют магматическим породам и четко ложатся на вариационную линию базальт-липарит.

Резко контрастный состав пемзовых и пемзовидных включений по отношению к вмещающим лавам, отсутствие каких-либо заметных изменений в химическом составе базальтов из корочек на включениях по сравнению с типичными лавами соответствующих вулканов, резкие контакты базальт - включение - все это свидетельствует о том, что прямого усвоения (ассимиляции) вещества включений базальтовыми расплавами в сколь-либо серьезных масштабах не наблюдается.

В базальтах вулкана Алаид, по данным петрографических исследований, среди разновидностей включений по химизму также выделены две крайние по кислотности группы пород (см. табл. 2, 3 и рис. 7): породы с содержанием  $\text{SiO}_2 = 82\text{-}86\%$  и минимальным содержанием щелочей, отвечающие апокремнистым образованиям, и породы с  $\text{SiO}_2 = 58\text{-}66\%$ , соответствующие аповулканокластитам. Между этими группами расположены породы с промежуточным содержанием  $\text{SiO}_2 = 70\text{-}75\%$ . В зональных включениях они отвечают пемзам промежуточных зон.

Таблица 3

Содержание  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $S_{\text{общ}}$  в пемзовых и пемзовидных включениях в базальтах вулканов Алаид и Горелый, вес.%

Компоненты	26	27	28	29
$\text{SiO}_2$	64,92	65,94	65,79	58,64
$\text{Na}_2\text{O}$	3,06	1,98	2,95	2,80
$\text{K}_2\text{O}$	2,43	1,35	2,14	2,10
$S_{\text{общ}}$	1,15	0,81	0,97	0,28

Таблица 3 (окончание)

Компоненты	30	31	32	33	34
$\text{SiO}_2$	70,75	71,66	82,28	87,50	60,38
$\text{Na}_2\text{O}$	2,36	2,07	1,60	1,18	4,79
$\text{K}_2\text{O}$	1,80	1,57	1,36	0,72	2,57
$S_{\text{общ}}$	0,57	1,02	0,15	0,03	0,06

Примечание. 26–33 – вулкан Алаид (прорыв Олимпийский): 26,27 – пемзовое аповулканокластическое включение (26 – плотная "песчаноподобная" порода внутренней зоны включения, обр. 5802/4, 27 – пемза краевой зоны включения в контакте с базальтом, обр. 5802/40), 28 – "песчаноподобная" порода включения, обр. 5802/1, 29 – пемза ожелезненная, обр. 5807/1,30 – пемзовое включение, обр. 5802/7, 31 – серая пемза краевой зоны аповулканокластического включения, обр. 5800/4, 32 – "сахаровидная" белая пемза включения, обр. 5799, 33 – красно-бурая пемза включения, обр. 5798/1; 34 – вулкан Горелый – темно-серая пемза включения в базальтовой бомбе, обр. 5810. Анализы выполнены в лаборатории ИВ ДВНЦ АН СССР, аналитик Г.П. Новоселецкая.

Изменение химизма по зонам в сложно построенных включениях различно для двух выделенных типов включений (аповулканокластического и апокремнистого). В апокремнистых включениях (см. рис. 2 и табл. 2, № 6–9)<sup>1</sup> в ряду слабо измененная кремнистая порода (№ 7) – вспученная промежуточная пемза (№ 8) – базальт (№ 6) на фоне уменьшения содержания кремнекислоты от 85,38 через 74,68 до 49,98% наблюдается последовательное увеличение содержания всех остальных окислов (рис. 8, Б; см. табл. 2). Такой последовательный характер изменения химизма показывает, что пемзы промежуточных зон могут быть получены за счет смешения преобладающего объема кремнистых пород с некоторым объемом базальта. В пользу этого свидетельствует наличие в пемзах тонких прослоев базальтов и стекол промежуточного состава. Не исключена также определенная роль в этом процессе небольших обломочков плавленых аповулканокластов (более основного состава, чем кремнистые образования; см. табл. 2, № 9), нередко наблюдающихся среди пемз промежуточных зон.

Иной характер изменения химизма отмечен в пятнисто-зоональных аповулканокластических включениях (см. рис. 1 и табл. 2, № 1–5). Пемзы промежуточ-

<sup>1</sup> Здесь и далее указанные номера соответствуют номерам анализов пород в табл. 2,3 и на рис. 6,7.

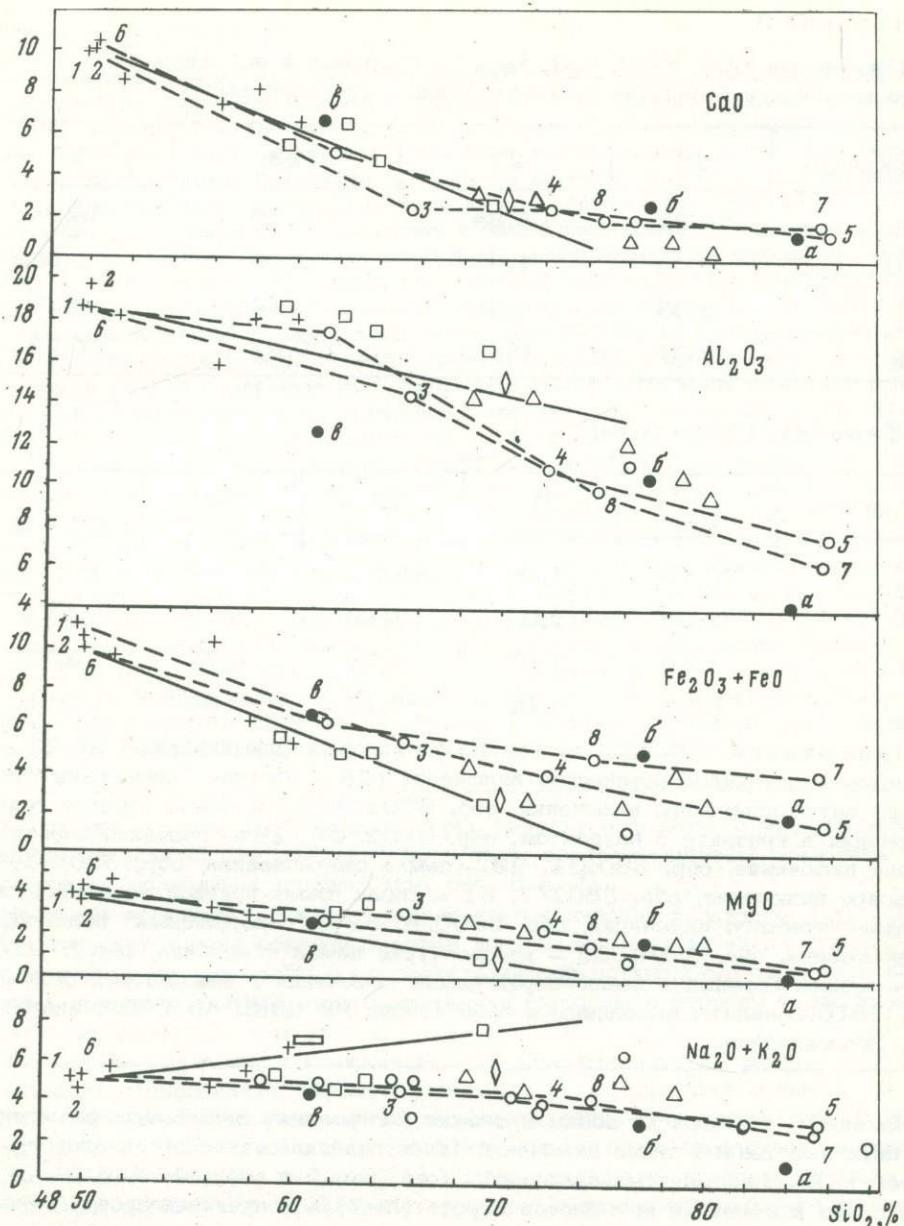


Рис. 7. Диаграмма соотношений  $\text{SiO}_2$  с  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  для пород изученных включений, вмещающих их лавы, а также вулканокластических и осадочных пород

Условные обозначения см. на рис. 6

ных зон (№ 4) в таких включениях значительно более кислые, чем слабометаморфизованные вулканокластические породы внутренних зон (№ 3) и вмещающий базальт (№ 1, 2). Содержание кремнезема в этих зонах составляет соответственно 65,38 – 73,26 – 49,70% (см. рис. 8, А, табл. 2). В то же время линзочки "сахаровидных" белых пемз с кремнистым каркасом, встречающиеся в промежуточных зонах, отвечают по химизму апокремнистым породам, характерным для включений предыдущего типа ( $\text{SiO}_2 = 85,70\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3\%$ ).

Таким образом, наблюдаются промежуточные пемзы, с одной стороны, более основные, чем преобладающие в данном типе включений реликты исходных пород (апокремнистые включения), а с другой – более кислые (аповулканокластич-

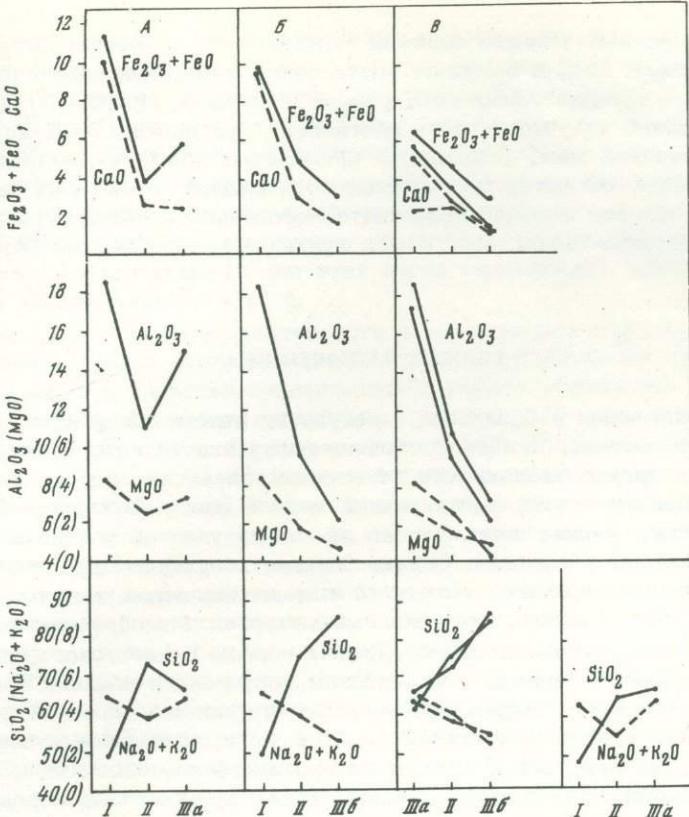


Рис. 8. Диаграммы изменения содержания окислов в разновидностях пемзовых пород конкретных зональных включений в базальте (вулкан Алайд)

А - включение аповулканокластических пород (см. рис. 1); Б - включение апокремнистых пород (см. рис. 2); В - диаграмма, объединяющая оба типа включений; Г - включение аповулканокластической породы (см. рис. 3). I - базальт корочки включений; II - пемза промежуточной зоны включения; III - наименее плавленая порода в пределах конкретных включений: аповулканоклости (IIIa), апокремнистая порода (IIIb)

кие включения). Как уже отмечалось ранее, при петрографическом описании пемзы промежуточных зон обоих типов включений представляют собой неоднородную смесь в различной степени плавленых вулканокластических и кремнистых пород. В случае апокремнистых включений в составе смеси участвует также базальтовый материал. При этом во всех случаях однотипные наименее измененные реликты исходных пород близки по химическому составу (№ 3, 9 и № 5, 7), как и промежуточные пемзы (№ 4, 8). Представляется, что особенности химического состава пемз промежуточных зон могут быть обусловлены двумя причинами: либо тем, что они образовались по исходным породам, представляющим собой смесь вулканокластического и кремнистого материала, либо тем, что они представляют собой продукт смешения кремнистого материала с веществом базальта. Первое иллюстрируется линейным изменением составов пород различных петрографических разновидностей в зональных включениях обоих типов (см. рис. 8, В), второе - последовательным изменением составов пород в ряду кремнистая порода - пемза - базальт (см. рис. 8, Б).

В целом наблюдаемое разнообразие химических составов пемзовых включений в четвертичных базальтах Камчатки и Курил обусловлено разнообразием исходных пород, подвергшихся пирометаморфизму. Заметная роль смешения базальтового вещества с веществом пемз наблюдается только для апокремнистых включений. Вместе с тем пирометаморфическое воздействие базальтов может

привести к потере включениями щелочей (может быть, в момент вспучивания за счет дегазации). Так, в зонально построенном аповулканокластическом включении в базальте вулкана Алайд (см. рис. 3 и табл. 3, № 26-27) содержание щелочей во внешней вспученной зоне составляет 3,3 против 5,5% во внутренней слабо измененной зоне. Содержание кремнезема при этом, а также отношение натрия к калию остаются практически постоянными. Возможно, аналогичным процессом выноса щелочей объясняется особенность состава пемзового включения в андезито-базальтовой бомбе вулкана Малый Семячик (см. табл. 2, № 20).

### ГЕНЕЗИС ВКЛЮЧЕНИЙ

Пемзовые включения в базальтах – результат пирометаморфизма пород кислого и среднего состава. При этом степень вспученности пемз в общем случае находится в прямой зависимости от степени плавления пород, а также от чистоты и газонасыщенности выплавленной жидкой фазы, затвердевшей в виде стекла, слагающего каркас пемз. Далеко не всегда удается установить исходный состав пемзовых включений. Однако данные, полученные при исследовании наименее измененных обломков включений и недоплавленных реликтов в стекле пемз, свидетельствуют о том, что исходный материал для образования пемз – вулканокластические, вулканогенно-осадочные породы андезитового, дацитового состава, кремнистые породы и гранитоиды порфирового облика. При этом, исходя из вышеописанных петрографо-петрохимических особенностей включений, можно предположить, что на вулканах Алайд и Тяля плавящийся субстрат представлял собой слоистую толщу, сложенную вулканогенно-осадочными, осадочными образованиями, а на вулкане Алайд – также кремнистыми породами кварц-кальцитонового состава. Плавление этих неоднородных пород привело к наблюдаемому разнообразию химических составов включений. Отметим, что наименее измененные включения в базальтах вулкана Тяля близки к туфогенно-осадочным породам, обнаруживающимся в фундаменте вулкана. Включения в базальтах вулкана Алайд близки по составу к туфосиликатам, туффитам и туфам, описанным М.Ю. Хотинским [13] в эфузивно-туфово-кремнистой формации Восточной Камчатки.

Как показывают результаты многочисленных экспериментов по плавлению средних и кислых пород [14] и исследования составов стекол из природных включений в лавах, подвергшихся пирометаморфизму [11], в начальные этапы плавление идет селективно с выплавкой эвтектоидных расплавов, наиболее обогащенных легкоплавкими компонентами.

В случае частичного плавления вулканокластических пород прежде всего плавится их тонкодисперсная основная масса. Конечным результатом пирометаморфизма может быть полное расплавление включений с образованием чистых стекловатых пемз. Процесс последовательного плавления в изученных включениях фиксируется в постепенном увеличении показателя препомления стекол по мере увеличения их содержания и очищения от примесей.

Процесс термального преобразования кремнистых включений идет ступенчато. На начальных этапах по кварц-кальцитоновому агрегату образуется тридимит (зафиксированный в центральных зонах апокремнистых включений), который, по-видимому, представляет собой продукт полиморфного превращения кварц-кальцитонового агрегата [15]. В дальнейшем происходит очищение кремнистой породы от примесей с выплавлением эвтектоидных расплавов и преобразованием тугоплавкого остатка в кварц. Образовавшиеся выплавки фиксируются в виде интерстициональных стекол.

Продукт этого процесса – "сахаровидные" белые разности пемз, состоящие из криптокристаллического кварцевого каркаса с чистым стеклом. Для расплавления этого кварцевого остатка требуется значительное повышение температур [15], что трудно ожидать в природных расплавах. Как следствие, обломки кварцевого агрегата сохраняются в виде будин с четкими контактами в пемзах промежуточных зон.

Состав пемз, возникающих при пирометаморфизме относительно однородных пород разного генезиса, в целом близок к составу исходных пород. При пирометаморфизме брекчевых пород пестрого состава (кремнисто-вулканогенных, вулканокластических) или вулканогенно-осадочных пород слоистых толщ (вулканы Алаид, Тятя) происходит механическое смешение частично плавленого (кристалло-жидкого) материала, отвечающего составу крайних типов пород таких сложных включений. Отчасти к ним примешивается также вещество базальта. В результате такого перемешивания образуются пемзы промежуточного состава, сохраняющие характерные для этих пород (аномальные для магматитов) соотношения кремнезема и щелочей.

Изучение продуктов последовательного и закономерного преобразования материала включений дает основание рассматривать наблюдаемый во включениях процесс плавления в качестве принципиальной модели возможных явлений пирометаморфизма, протекающих в глубинных условиях. Процесс частичного плавления на границе базальтовый расплав – включение (или породы стенок канала) приводит к образованию гетерогенной смеси расплав + газ + кристаллическая фаза и к возникновению зональности, где каждая зона представляет собой в различной степени плавленый или термально метаморфизованный материал. Однако лишь в редких случаях можно определенно утверждать, что базальт, фиксируемый как корка на включении, соответствует непосредственно той порции расплава, за счет воздействия которого плавились включения.

Как правило, мы не наблюдаем четкой концентрической зональности включений. Более того, обычны случаи, когда в разной степени переработанные участки включений непосредственно граничат с базальтом. По мере подъема и извержения базальтового расплава включения деформируются, частью пластично, а частью жестко, и нередко разламываются на отдельные обломки. Материал выплавок растягивается в полосы, образуя флюидальные, полосчатые и пятнистые текстуры. Наименее затронутые плавлением участки включений подвергаются растиаскиванию с образованием узловатых и будинированных текстур.

В ряде зональных включений происходит механическое перемешивание материала пемз (выплавок и недоплавленных остатков) с веществом базальтов с образованием полосчатых и плойчатых текстур. При этом химическое взаимодействие генерирующего и генерированного расплавов (гомогенизация механических смесей), как и прямое усвоение базальтами материала включений (контаминация, ассимиляция), имеет крайне ограниченное значение и проявляется только в пределах локальных участков. Тем не менее наличие стекол переходного состава (от основных до кислых) в базальтах контактовых зон включений и прослоях в полосчато-зональных включениях указывает на принципиальную возможность подобных процессов в более широких масштабах в глубинных условиях. Подтверждением тому может служить присутствие среди шлаков извержения Олимпийского прорыва вулкана Алаид базальтов с кислым стеклом.

Можно думать, что главные факторы, литимирующие усвоение базальтовыми расплавами материала средних и кислых включений, – ограниченное время взаимодействия их и отсутствие перемешивающего механизма. Заметим, что оба эти фактора, как правило, не могут действовать одновременно. Действительно, в условиях длительного стояния в земной коре колонны (или промежуточного очага) базальтового расплава в контактowych зонах этого тела могут сформироваться достаточно крупные очаги вторичных кислых магм [16]. Однако в этом случае отсутствует механизм перемешивания расплавов и появление больших объемов расплавов смешанного состава маловероятно [16]. С другой стороны, при быстром подъеме генерированного (кислого) и генерирующего (основного) расплавов к поверхности, как показывают наблюдения над частично плавленными включениями, создаются условия механического перемешивания расплавов, однако время существования таких механических смесей до их консолидации на поверхности ограничено и, следовательно, мала вероятность полной гомогенизации таких смесей.

## ABSTRACT

Pumice inclusions in basalts and andesite-basalts of several Kamchatka and Kuril active volcanoes are described. Pumice inclusions have been established to result from intensive thermal metamorphism of igneous, volcanoclastic, and silicous rock fragments of the basement. By chemical composition, they are similar to parent rocks, although there are some deviations due to alkaline loss. As a result of thermal alteration of breccia rocks with a non-uniform composition of fragments, pumices of a mixed composition are produced. Pumice inclusions originating from volcanogene-sedimentary rocks often have a banded structure because of alternation of unequally melted areas. Mechanical mixture of pumice and basalt matter is sometimes observed. Chemical interaction of basalt melts and the melts generated in inclusions by pyro-metamorphism is insignificant and does not lead to homogenisation. Direct assimilation of inclusions by basalt melt is also slight. Yet the phenomena may be regarded as models of similar processes unfolding in deep conditions on a larger scale.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Jakobsson S. The Grimsnes lavas SW-Iceland. — Acta Naturalia, 1966, v. 11, N 6.
2. Sigurdsson H. Petrology of acid xenoliths from Surtsey. — Geol. Map., 1968, v. 5.
3. Arana V., Ibarrola E. Rhyolitic pumice in the basaltic pyroclasts from the 1971 eruption of Teneguia volcano, Canary Islands. — Lithos, 1973, v. 6, N 3.
4. Milton Ch. Notes on volcanic rocks from Paricutin, Mexico. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1944, v. 25.
5. Viramonte J., Ubeda E., Martínez M. The 1971 eruption of Cerro Negro, Nicaragua. — Smithsonian Inst., Centre Short-Lived Phenomena, Ser. I, 1971, v. 28.
6. Tsuya H. Geological and petrological studies of Volcano Fuji. V. On the 1707 eruption of Volcano Fuji. — Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., 1955, v. 33.
7. Higgins M.W., Waters A.C. A re-evaluation of basalt-obsidian relations at East Lake Fissure, Newberry Caldera, Oregon. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, v. 81, N 9.
8. Авдейко Г.П., Хренов А.П., Флеров Г.Б. и др. Извержение вулкана Алаид в 1972 г. — Бюл. Вулканол. ст., 1974, № 50.
9. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М., 1957.
10. Мархинин Е.К., Аникеев Ю.А., Гранник В.М. и др. Извержение вулкана Тяля на Курильских островах в июле 1973 г. — Геол. и геофиз., 1974 № 10.
11. Волынец О.Н. О возникновении кислых расплавов в результате пирометаморфизма. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск, "Наука", 1973.
12. Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. 1. М., "Наука", 1968.
13. Хотин М.Ю. Кремнистые породы позднемеловой эфузивно-туфово-кремнистой формации полуострова Камчатского мыса. — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 3.
14. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., "Мир", 1969.
15. Эйттель В. Физическая химия силикатов. М., ИЛ, 1962.
16. Смит Ф.Г. Физическая геохимия. М., "Недра", 1968.

## СОДЕРЖАНИЕ

С.А. Шека. Некоторые аспекты проблемы генезиса включений в вулканитах островных дуг . . . . .	5
А.В. Колосков, М.Ю. Хотин. Включения ультраосновного сос- тава в лавах современных вулканов Камчатки . . . . .	36
В.А. Ермаков, А.И. Фарберов, М.Ю. Хотин, Ю.В. Ванде- Кирков. Включения габброидов и амфиболитов в вулканичес- ких породах Камчатки . . . . .	67
О.Н. Волынец, С.А. Шека, Ю.М. Дубик. Оливин-анортито- вые включения вулканов Камчатки и Курил . . . . .	124
О.Н. Волынец, Г.Е. Богоявленская, Э.И. Пополитов. Пет- рография, химизм, контактовые преобразования и проблемы генезиса гранитоидных включений в четвертичных вулканичес- ких породах Камчатки . . . . .	168
Г.Б. Флеров, А.П. Хренов, В.В. Петрова. Пемзовые и пем- зовидные включения в базальтах четвертичных вулканов Кам- чатки и Курил (первичная природа, состав и процессы пиро- метаморфизма) . . . . .	198

## CONTENTS

S. A. Shcheka. Some aspects of the genesis problem of inclusions in volcanic rocks of island arcs . . . . .	5
A. V. Koloskov, M. Yu. Khotin. Ultramafic inclusions in lavas of present Kamchatka volcanoes . . . . .	36
V. A. Ermakov, A. I. Farberov, M. Yu. Khotin, Yu. V. Vande- Kirkov. Gabbroid and amphibolite inclusions in Kamchatka vol- canic rocks . . . . .	67
O. N. Volynets, S. A. Shcheka, Yu. M. Dubik. Olivine-anorthite inclusions of Kamchatka and Kuril volcanoes . . . . .	124
O. N. Volynets, G. E. Bogoyavlenskaya, E. I. Popolitov. Petrography, chemism, contact transformations and genesis problems of granitoid inclusions in Kamchatka Quaternary volcanic rocks . .	168
G. B. Flerov, A. P. Khrenov, V. V. Petrova. Pumice and pumi- ce-like inclusions in basalts of Quaternary volcanoes of Kamchatka and the Kurils (primary rock, composition, and pyrometamorphic pro- cesses) . . . . .	198

УДК 552.321.6

Некоторые аспекты проблемы генезиса включений в вулканитах островных дуг.  
С.А. Шека. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., "Наука", 1978, с. 5-35.

На основании обзора литературы показано, что локализация включений в островных дугах обусловлена в основном присутствием среди вулканических образований пирокластических и жерловых фаций. Включения из щелочных магм содержат более натровый, глиноzemистый и титанистый клинопироксен, чем включения из толеитовых магм. Последняя группа включений, детально изученная на вулканах Камчатки, обнаруживает признаки сходства минералов с минералами альпинотипных интрузий. К числу их относятся следы дробления, пересечение включений прожилками габброидов, пироксенов, явления десерпентинизации. Перечисленные особенности объясняются принадлежностью включений к отторженцам гипербазитовых интрузивов.

Ил. 14. Табл. 15. Библ. 69 назв.

УДК 552.321.6

Включения ультраосновного состава в лавах современных вулканов Камчатки.  
А.В. Колосков, М.Ю. Хотин. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., "Наука", 1978, с. 36-66.

Среди камчатских включений выделены две ассоциации: дунит-гарнбургитовая и пироксенит-кортиландинтовая (верлитовая). По минералогическим особенностям породы обеих ассоциаций специфичны и отличаются от ксенолитов шпинелевых лерцолитов — распространенного типа включений в щелочных базальтах. Оливины характеризуются наличием многих генераций, резко выраженной зональностью. Клинопироксены содержат меньше  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ , менее окислены и более кальциевые. Ортопироксены — менее глиноzemистые.

По особенностям вещественного состава включения дунит-гарнбургитовой ассоциации хорошо сопоставляются с породами альпинотипных гипербазитов Восточной Камчатки, ксенолитами которых они, по-видимому, и являются.

Ассоциация включений пироксенитов, кортиландинтов и верлитов по особенностям состава коррелируется с вулканитами соответствующих вулканов и с ксенолитами пород кристаллического фундамента. Включения этого типа в вулканитах андезитовой формации Камчатки — либо продукты ранней дифференциации соответствующих расплавов, либо результат локального преобразования пород кристаллического фундамента в зонах возможной генерации расплавов.

Ил. 9. Табл. 8. Библ. 45 назв.

УДК 551.14:551.21:552.11

Включения габброидов и амфиболитов в вулканических породах Камчатки. В.А. Ермаков, А.И. Фарберов, М.Ю. Хотин, Ю.В. Ванде-Кирков. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., "Наука", 1978, с. 67-123.

Изучены включения габброидов и метабазитов в четвертичных вулканических породах Камчатки: их распределение, встречаемость, вещественный состав, соотношения с вулканическими породами. Приведены количественно-минеральный и химический составы 114 включений, анализы амфиболов и плагиоклаза из включений. Установлено закономерное соотношение типов включений и вмещающих пород вулканов. Амфиболы содержащие метабазиты и габбро типичны для включений в рогово-обманковых андезитах, а безамфиболовые — для включений в пироксеновых или оливин-пироксеновых андезитах, андезито-базальтах и базальтах. В целом, однако, ассоциация амфиболов содержащих метабазитов характерна для включений в породах андезитовых формаций и не встречается среди включений в породах базальт-андезито-базальтовой формации.

Породы включений относятся к гранулитовой фации метаморфизма (основные кристаллические сланцы) или к "меланократовому фундаменту", отождествляемым с базальтовым слоем земной коры.

Изучение включений позволяет высказать предположение о палингенном образовании магм, соответствующих породам андезитовых формаций, на уровне базальтового слоя земной коры.

Ил. 9. Табл. 11. Библ. 45 назв.

УДК 552.321.5

Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил. О.Н. Волынец, С.А. Шека, Ю.М. Дубик. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., "Наука", 1978, с. 124-167.

Среди продуктов извержений многих вулканов Восточной и Южной Камчатки и Курильских островов, где проявлены низкокалиевые базальты, встречены включения полнокристаллических пород троктолитового состава. Размеры включений могут достигать 0,5-1,0 м. Характерны друзовые, пегматоидные, полосчатые текстуры включений, нередко обнаруживающие индивидуальность роста. Включения состоят из переменного количества плагиоклаза ( $An_{89-100}$ , в среднем  $An_{93}$ ), оливина ( $Fa_{19-25}$ , в среднем  $Fa_{22-24\%}$ ) и клинопироксена ( $f_{общ} - 17-24\%$ , в среднем 22-24%,  $Al_2O_3 - 4-6\%$ ). В меньшем количестве встречаются магнетит ( $\approx 7\% TiO_2$ ,  $\approx 3,5-4\% Al_2O_3$ ,  $3-4\% MgO$ ) и ромбический пироксен ( $\approx 25\% Fs$ ). В единичных пробах отмечен также амфибол паргасит-гастингситового ряда ( $f_{общ} = 33\%$ ,  $Al_2O_3 \approx 12\%$ ). Все минералы отличаются отсутствием зональности и высокотемпературной оптикой. Поровая основная масса из включений отвечает низкокалиевому базалту и весьма близка к составу базальтов этих вулканов. Приведены 93 анализа минералов включений и содержание в них элементов-примесей.

Предполагается, что кристаллизация включений происходила в неглубоких магмоподводящих каналах или периферических очагах из перегретой низкощелочной базальтовой магмы при участии восстановленной газовой фазы.

Ил. 10. Табл. 19. Библ. 33 назв.

УДК 552.32:552.11:552.161

Петрография, химизм, контактовые преобразования и проблемы генезиса гранитоидных включений в четвертичных вулканических породах Камчатки. О.Н. Волынец, Г.Е. Богоявленская, Э.И. Пополитов. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., "Наука", 1978, с. 168-197.

Среди гранитоидных включений в четвертичных вулканических породах Камчатки на основании структурных признаков выделены включения субвулканического и глубинного облика. Включения гранитоидов субвулканического облика по ряду петрографо-геохимических признаков обнаруживают родство с вулканитами и, по-видимому, представляют собой продукты полной раскристаллизации эфузивных магм в приповерхностных условиях. Включения гранитоидов глубинного облика обычно ассоциируют с включениями пород метаморфического фундамента и по петро- и геохимическим признакам сходны с допалеогеновыми интрузивными гранитоидами, ксенолитами которых они, по-видимому, являются.

Включения и того, и другого типа нередко подвергаются термальному метаморфизму, что проявляется в метасоматической переработке их, ороговиковании либо частичном плавлении. При этом ороговикование (перекристаллизация) более характерно для включений глубинного облика и редко проявляется в случае субвулканических включений. Частичное плавление может следовать за перекристаллизацией, либо прямо накладываться на слабо измененные породы. Стекла частично плавленых включений, судя по измерениям показателей преломления и удельных весов, часто заметно неоднородны, что подчеркнуто быстротечностью процессов пирометаморфизма.

Частичное плавление гранитоидных включений за счет термального воздействия природных магм может служить моделью одного из способов образования кислых магматических расплавов. С этой точки зрения в работе рассматриваются проблемы генезиса некоторых четвертичных эфузивов Камчатки с резко гетерогенным составом вкраплеников.

Ил. 8. Табл. 7. Библ. 26 назв.

УДК 551.217:552.5:552.321.1:552.161

Пемзовые и пемзовидные включения в базальтах четвертичных вулканов Камчатки и Курил (первичная природа, состав и процессы пирометаморфизма). Г.Б. Флеров, А.П. Хренов, В.В. Петрова. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., "Наука", 1978, с. 198-216.

Описаны пемзовые включения в базальтах и андезито-базальтах ряда действующих вулканов Камчатки и Курильских островов. Установлено, что пемзовые включения представляют собой результат интенсивного термального метаморфизма обломков магматических, вулканокластических, кремнистых пород фундамента. Хи-

мический состав включений близок к составу исходных пород, хотя в ряде случаев наблюдаются отклонения, связанные с потерей щелочей. В результате термального преобразования брекчийевых пород с неоднородным составом обломков образуются пемзы смешанного состава. Пемзовые включения, исходным материалом для которых являются вулканогенно-осадочные породы, нередко имеют полосчатые текстуры, обусловленные чередованием в разной степени расплавленных участков. Иногда наблюдается механическое смешение материала пемз с веществом базальтов. Эффект химического взаимодействия базальтовых расплавов с расплавами, генерированными во включениях за счет пирометаморфизма, весьма незначителен, и полной гомогенизации их не происходит. Прямое усвоение пород включений базальтовым расплавом (ассимиляция) также проявлено весьма слабо. Однако, по-видимому, эти явления можно рассматривать как модели подобных процессов, протекающих в больших масштабах в глубинных условиях.

Ил. 8. Табл. 3. Библ. 16 назв.

ВКЛЮЧЕНИЯ  
В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ  
КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ  
ОСТРОВНОЙ ДУГИ

*Утверждено к печати  
Междудомственным  
геофизическим комитетом АН СССР*

Редактор  
*Г.В. Гзовская*  
Редактор издательства  
*A.В. Копп*  
Художественный редактор  
*H.H. Власик*  
Технический редактор  
*Л.А. Куликова*

ИБ № – 7090

Подписано к печати 21. 08. 78. Т – 09592

Усл.печ.л. 19,6 + 0, 1 вкл. Уч.-изд.л. 19,6

Формат 70 х 108 1/16. Бумага офс. № 1

Тираж 1200 экз. Тип. зак. 704.

Цена 1 р. 40 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",

117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а

Ордена Трудового Красного Знамени

1-я типография издательства "Наука",

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 p. 40 K.

2782